МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ им. Н.М. ФЕДОРОВСКОГО (ВИМС)

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ
по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых

Москва
2003

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ ИМ. Н.М.ФЕДОРОВСКОГО (ВИМС)

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (железо, марганец, хром, титан, вольфрам, молибден, олово, тантал, ниобий, бериллий, бокситы, плавиковый шпат, слюда – мусковит, бор)

Москва
2003

УДК 550.8:553.31+553.32+553.494.2+553.461+553.464

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (железо, марганец, хром, титан, вольфрам, молибден, олово, тантал, ниобий, бериллий, бокситы, плавиковый шпат, слюда – мусковит, бор). М.: ВИМС. 2003. 404 с.

Разработаны генетические, рудноформационные и геолого-промышленные классификации месторождений разных полезных ископаемых, на их базе рассмотрены геологические основы оценки прогнозных ресурсов разных категорий для объектов разного ранга. Охарактеризованы типовые модели и обстановки нахождения месторождений железа, марганца, хрома, титана, вольфрама, молибдена, олова, тантала, ниобия, бериллия, бокситов, плавикового шпата, слюды - мусковита, бора. Приведены размеры рудных объектов разного ранга и факторы, определяющие их. Представлены приемы оценки прогнозных ресурсов применительно к стадиям геологоразведочных работ.

Авторы: В.М.Бороданов, С.В.Белов, Т.А.Бурова, Н.И.Голивкин, Н.А.Дмитриев, Д.М.Ефремов, П.В.Короленко, И.И.Куприянова, С.Я.Медведовский, Н.П.Митрофанов, В.И.Николаев, А.Б.Павловский, В.Т.Покалов, С.Д.Потанин, В.В.Руднев, В.В.Рябцев, А.М.Скловский, А.В.Ткачев, Н.Ю.Шапошникова, А.А.Шарков, Е.П.Шпанов.

Научный редактор В.Т.Покалов.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор
доктор геолого-минералогических наук Г.А.Машковцев

ЧЛЕНЫ РЕДКОЛЛЕГИИ

Н.Г.Беляевская (зав. РИС), Л.З.Быховский, В.И.Гаврилин (зам. главного редактора), И.Е.Дмитриева (редактор-секретарь), А.В.Коплус, В.В.Коротков, Ю.С.Кушпаренко, А.К.Мигута, Г.В.Остроумов (зам. главного редактора), Н.В.Петрова, В.Т.Покалов (зам. главного редактора), Б.Г.Самсонов, Г.А.Сидоренко, А.С.Столяров, В.Н.Щеточкин, А.Л.Якубович.

Учредитель: Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М.Федоровского (ВИМС)

Лицензия ЛР № 02338 от 30.04.1999 г.
Редакторы: В.И.Гаврилин, И.Е.Дмитриева
Компьютерная верстка Е.Э.Неделькович

Подписано в печать 28.04. 2003 г.
Тираж 400 экз.
Адрес редакции: Москва, Старомонетный пер., 31. тел. (095) 950-35-64, 950-35-70

© РИС ВИМС, 2003 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

ВВЕДЕНИЕ. В.Т.Покалов ... 6

1. Железные руды. *Н.И.Голивкин, Н.Ю.Шапошникова, Л.М.Ефремов, Н.А.Дмитриев, С.Я.Медведовский* ... 7

1.1. Размещение железорудных месторождений в тектонических структурах земной коры и связь с геологическими формациями. Рудоформационная и генетическая классификация ... 7

1.2. Промышленные типы месторождений ... 13

1.2.1 Модели месторождений железистых кварцитов ... 14

1.2.2. Модели месторождений богатых гематит-мартитовых руд ... 17

1.2.3. Модели месторождений магнетитовых (и магномагнетитовых руд) ... 18

1.2.4. Модели месторождений титаномагнетитовых руд ... 23

1.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания ... 24

1.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски рудоносных площадей разного ранга ... 26

1.5. Критерии и методические приемы подсчета запасов прогнозных ресурсов ... 27

1.5.1 Металлогенические зоны, рудные районы – площади прогноза и оценки ресурсов категории P_3 ... 27

1.5.2. Рудные узлы и поля (рудные зоны) – площади прогноза и оценки ресурсов категорий P_3 и P_2 32

1.5.3. Рудные узлы, рудные поля (рудные зоны), крупные месторождения – площади прогноза и оценки ресурсов категорий P_2 и P_1 ... 32

1.5.4. Оценка прогнозных ресурсов категории P_1 ... 34

1.5.5. Методы оценки прогнозных ресурсов железных руд ... 35

1.6. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений и объектов с высококачественным сырьем ... 41

2. Марганцевые руды. *А.А.Шарков* ... 52

2.1. Размещение месторождений марганца в тектонических структурах земной коры и связь их с геологическими формациями, генетическая типизация ... 52

2.2. Промышленные типы месторождений ... 53

2.3 Категории прогнозных площадей. Принципы их выделения и оконтуривания ... 61

2.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски рудоносных площадей разного ранга ... 67

2.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов ... 68

2.6. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений марганца и объектов с высококачественным сырьем ... 71

3. Хромовые руды. *В.И.Николаев, Н.А.Жуков, Н.Е.Никольская* ... 74

3.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и связь с геологическими формациями. Рудноформационная и генетическая классификация ... 75

3.2. Промышленные типы хромитовых месторождений ... 82

3.3. Категория прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания ... 83

3.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски рудоносных площадей разного ранга ... 86

3.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов ... 87

3.6. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений и объектов с высококачественным сырьем ... 89

4. Титан. *Н.В.Короленко* ... 91

4.1 Магматогенные месторождения ... 94

4.1.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и их связь с геологическими формациями. Рудноформационная и генетическая классификация ... 94

4.1.2. Промышленные типы месторождений ... 96

4.1.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания ... 99

4.1.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски титаноносных площадей разного ранга ... 101

4.1.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов ... 105

4.1.6. Комплексы критериев, указывающие на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений ... 107

4.2. Экзогенные месторождения ... 108

4.2.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры, связь с геологическими формациями. Рудноформационная и генетическая классификации ... 108

4.2.2. Промышленные типы месторождений ... 108

4.2.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания ... 117

4.2.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски тита-

носных площадей разного ранга ... 117
4.2.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов ... 121
4.2.6. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений ... 122
5. Вольфрам. *В.М.Бороданов, С.В.Белов, А.М.Материкова* ... 125
5.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и связь их с геологическими формациями. Рудноформационная и генетическая классификации ... 125
5.1.1. Общие закономерности проявлений месторождений вольфрама в земной коре ... 125
5.1.2. Формационно-генетические типы вольфрамового оруденения в тектонических структурах земной коры ... 125
5.2. Промышленные типы месторождений ... 126
5.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания ... 130
5.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски площадей разного ранга ... 134
5.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов ... 135
5.5.1. Критерии оценки прогнозных ресурсов ... 135
5.5.2. Методические приемы оценки прогнозных ресурсов. Металлогенические зоны и рудные районы (площади прогноза и оценки прогнозных ресурсов категории P_3) ... 139
5.6. Комплексы критериев, указывающих на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений ... 145
6. Молибден. *В.Т.Покалов* ... 151
6.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и связь с геологическими формациями. Рудноформационная и генетическая классификации месторождений ... 151
6.2. Промышленные типы месторождений ... 155
6.3. Категории прогнозных площадей, признаки их выявления и оконтуривания ... 159
6.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных рудоносных площадей разного ранга ... 163
6.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов ... 170
7. Олово. *А.Б.Павловский, Н.П.Митрофанов, Т.А.Бурова* ... 176
7.1.1. Размещение оловянного оруденения в тектонических структурах земной коры ... 176
7.1.2. Связь оловянного оруденения с геологическими формациями ... 182
7.1.3. Рудноформационная и генетическая классификации оловорудных месторождений ... 184
7.1.3.1 Генетические типы оловорудных проявлений ... 184
7.1.3.2. Оловорудные формации ... 184
7.2. Промышленные типы оловорудных месторождений ... 185
7.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания ... 191
7.3.1 Оловоносные металлогенические зоны и рудные районы ... 191
7.3.2. Оловорудные узлы и поля ... 193
7.3.3. Оловорудные месторождения ... 193
7.4. Комплексы критериев и признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски рудоносных площадей разного ранга ... 194
7.4.1. Критерии и признаки прогнозирования оловорудных районов ... 194
7.4.2. Критерии и признаки прогнозирования оловорудных узлов и полей ... 196
7.4.3. Критерии и признаки прогнозирования и оценки оловорудных месторождений ... 197
7.5. Методические приемы подсчета прогнозных ресурсов ... 203
8. Бокситы. *А.М.Скловский, Ю.Е.Кустов* ... 210
8.1 Размещение месторождений в земной коре, связь с геологическими формациями. Классификации месторождений ... 210
8.2. Промышленные типы месторождений ... 214
8.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания ... 216
8.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных рудоносных площадей разного ранга ... 222
8.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов ... 225
8.6. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных месторождений и объектов с высококачественными рудами ... 228
9. Тантал и ниобий. *В.В.Архангельская, С.Д.Потанин, В.В.Рябцев* ... 235
9.1. Тантал ... 235
9.1.1 Размещение танталовых и тантал-ниобиевых месторождений в тектонических структурах земной коры и связь их с геологическими формациями. Генетическая и рудноформационная классификация ... 235
9.1.2. Промышленные типы месторождений тантала ... 241

9.1.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания ... 246
9.1.4. Комплексы признаков и оценочных критериев прогнозных площадей разного ранга ... 261
9.1.5. Поисковые критерии и признаки обнаружения собственно танталовых и крупных тантал-ниобиевых месторождений с высококачественным оруденением ... 262
9.1.6. Методические приемы оценки прогнозных ресурсов для площадей и объектов ... 273
9.2. Ниобий ... 277
9.2.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и связь с геологическими формациями. Рудноформационная и генетическая классификация ... 277
9.2.2. Промышленные типы месторождений ... 279
9.2.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания. Методические приемы подсчета прогнозных ресурсов ... 285
9.2.4. Комплексы признаков и критериев для прогнозирования перспективных площадей разного ранга ... 297
9.2.5. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений и объектов с высококачественным сырьем ... 297
10. Бериллий. *И.И.Куприянова, Е.П.Шпанов* ... 303
10.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и связь с геологическими формациями. Рудноформационная и генетическая классификации ... 303
10.2. Промышленные типы месторождений ... 304
10.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания ... 307
10.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски рудоносных площадей разного ранга ... 315
10.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов ... 318
10.6. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений бериллия и объектов с высококачественным сырьем ... 321
11. Плавиковый шпат. *А.В.Коплус, О.З.Алиева* ... 325
11.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и связь с геологическими формациями. Формационно-генетическая классификация ... 325
11.2. Промышленные типы месторождений ... 329
11.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания ... 330
11.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски рудоносных площадей разного ранга ... 336
11.5. Критерии и методологические приемы подсчета прогнозных ресурсов ... 339
11.5.1. Оценка прогнозных ресурсов категории P_3 ... 340
11.5.2. Оценка прогнозных ресурсов категории P_2 ... 341
11.5.3. Оценка прогнозных ресурсов категории P_1 ... 342
11.6. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений и объектов с высококачественным сырьем ... 346
12. Мусковит листовой. *А.В.Ткачев, Л.Н.Сапожникова, И.А.Жукова* ... 352
12.1. Размещение месторождений в земной коре. Связь с геологическими и пегматитовыми формациями ... 352
12.2. Промышленные типы месторождений ... 354
12.3. Категории прогнозных площадей, их геологические модели, принципы выделения и оконтуривания ... 356
12.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски слюдоносных площадей разного ранга ... 363
12.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов ... 369
12.6. Критерии, указывающие на возможность выявления крупных месторождений и месторождений с высококачественным сырьем ... 374
13. Борные руды. *В.В.Руднев, С.В.Малинко* ... 379
13.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и их связь с геологическими формациями. Формационно-генетическая классификация борных месторождений ... 379
13.2. Промышленные типы месторождений ... 382
13.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания ... 386
13.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски бороносных площадей разного ранга ... 390
13.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов ... 401
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. В.Т.Покалов ... 404

ВВЕДЕНИЕ

Со времени последнего издания "Методического руководства по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (1988) прошло 15 лет. Руководство стало библиографической редкостью. Изменились, а точнее сказать, ужесточились требования к их обоснованию, особенно в части высоких категорий - P_1 и P_2, которые рассматриваются как главное обоснование постановки поисковых и оценочных работ с жесткой отчетностью за их результаты. Это побудило ВИМС к новому существенно переработанному изданию Методического руководства по оценке прогнозных ресурсов остродефицитных и стратегических полезных ископаемых, крайне необходимых для развития промышленности нашей страны и обеспечения ее экономической и государственной безопасности.

Свою основную задачу авторы видели в том, чтобы предельно четко охарактеризовать геологические основы оценки прогнозных ресурсов железа, марганца, хрома, титана, вольфрама, молибдена, олова, бокситов, ниобия, тантала, бериллия, плавикового шпата, слюды, бора для создания новых, расширения и укрепления известных минерально-сырьевых баз, описать типовые геологические обстановки нахождения месторождений, выделить категории прогнозируемых площадей, создать типовые модели месторождений со свойственными им поисково-оценочными признаками, разработать методические приемы оценки прогнозных ресурсов применительно к стадиям геологоразведочного процесса. Особое внимание уделено условиям образования крупных и сверхкрупных месторождений и высококачественных руд.

Одним из методологических путей решения поставленных задач является рудноформационный анализ, позволяющий типизировать месторождения по главным и попутным компонентам руд и геологическим условиям их нахождения, устанавливать последовательность событий, приводящих к рудообразованию, его причинные связи с геологическими формациями, фациальную обстановку, тектонический режим концентрации полезных компонентов и другие данные, необходимые для прогноза и оценки оруденения. Это обеспечивает широкий универсальный подход к геологическому прогнозу, повышает его объективность и результативность поисковых и оценочных работ, что обусловлено не только использованием генетических представлений, но и прослеживанием всей цепи связей между геологическими явлениями и рудообразованием по схеме: структурно-тектонические условия в период рудообразования → конкретные и абстрактные геологические формации, отвечающие этим условиям, → геохимический тип месторождений (рудная формация) и его место в структуре геологической формации. Реализация этой модели для руд магматогенного происхождения, состав которых обнаруживает прямую зависимость или связь от основности, щелочности и насыщенности материнских магм летучими компонентами, способствует решению ряда задач: во-первых, созданию применительно к каждому полезному ископаемому классификации его месторождений на тектономагматической основе, во-вторых, выявлению на этой основе закономерностей размещения и образования месторождений в земной коре, в-третьих, созданию геолого-генетических моделей месторождений и рудных полей, в которых заложены критерии их поисков и оценки, в-четвертых, разработке графического языка для построения пометалльных карт прогноза.

Все это позволяет получить объективный и достаточно полный набор основных составных элементов прогноза и отобразить его графически: тектонические позиции рудных районов, ареалы развития рудопродуцирующего магматизма или осадконакопления, фациальные позиции оруденения в геологических формациях или в связи с ними рудно-магматические системы и основные закономерности их развития, элементный и минеральный состав руд, минеральная и рудная зональность, геохимические особенности месторождений, включая ореолы и их зональное строение, физические поля, факторы концентрации рудного вещества, типоморфные минеральные и геохимические признаки и др. Значительное внимание уделено определениям геологического смысла понятий - рудоносная зона (рудный район), рудный узел, рудное поле, месторождение, их размерам и факторам, от которых они зависят и в разных ситуациях меняются.

Перечисленные и другие признаки и критерии, необходимые для прогнозных графических построений, составляют базу данных для определения прогнозных ресурсов разных категорий и прогнозирования объектов полезных ископаемых разного ранга с использованием разработанных ГИС-технологий и построением прогнозных пометалльных карт разного масштаба.

1. ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

Возможность и методика прогнозирования и поисков железных руд, и в первую очередь скрытых, базируются на знании генезиса руд, закономерностей их размещения, специфики присущих им петрофизических свойств и определяются: существованием и характером связей между железными рудами и вмещающей средой, проявлением железных руд в различных геофизических (магнитном, гравитационном и др.) полях, в том числе искусственно создаваемых в диагностических целях, локализацией железных руд в структурах, диагностируемых геологическими и геофизическими (сейсморазведкой, гравиразведкой) методами, возможностью выявления и оценки связей между различными параметрами аномальных полей и вызывающих их рудных объектов.

Фактической основой прогнозирования являются разведанные и изученные железорудные месторождения в конкретных геологических обстановках со всеми их параметрами, характеристиками и связями, *методической* – исторический опыт их выявления и оценки в различных природных условиях, *научной* – достижения теории образования железорудных месторождений и сопредельных наук, *экономической* – прибыльность отработки с учетом потребностей конкретной экономической ситуации.

1.1. Размещение железорудных месторождений в тектонических структурах земной коры и связь с геологическими формациями. Рудоформационная и генетическая классификация

Месторождения железных руд весьма разнообразны по генезису, формационным особенностям и геолого-промышленным характеристикам. Они представлены во всех генетических сериях – метаморфогенной, эндогенной и экзогенной (табл. 1.1) [9, 19].

Метаморфогенные месторождения наиболее разнообразны, и среди них особое место занимают железистые кварциты и связанные с ними богатые железные руды, приуроченные к железисто-кремнистым формациям архея и протерозоя.

Эндогенные месторождения представлены магнетитовыми и магномагнетитовыми рудами скарново-магнетитовой щелочноземельно-железорудной формации, а также титаномагнетитовыми рудами, связанными с интрузиями основного и ультраосновного состава, и апатит-магнетитовыми рудами, связанными с интрузиями щелочных ультраосновных пород.

Экзогенные месторождения выражены осадочными рудами: морскими – сидеритовыми, гематитовыми, бурожелезняковыми, континентальными – озерно-болотными и речных долин - бурожелезняковыми, а также рудами кор выветривания железистых кварцитов, магнетитовых и сидеритовых руд и гипербазитов.

Для России характерен практически весь спектр месторождений, отвечающий указанным вариантам рудогенеза.

Месторождения железных руд распространены в складчатых поясах архейского, протерозойского, байкальского, герцинского, киммерийского (мезозойского) и альпийского тектономагматических циклов (ТМЦ), а также в пределах протерозойских и эпигерцинских платформ и относятся к различным геолого-промышленным типам (ГПТ) (табл. 1.1) [9, 19].

В пределах складчатых поясов они ассоциируют с геосинклинальными формациями ортогеосиклиналей (эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными), парагеосинклиналей (внутренних парагеосинклиналей, внешних парагеосинклиналей и грабеновых структур) и срединных массивов (остаточных геосинклиналей).

Таблица 1.1

Рудоформационная, генетическая и геолого-промышленная классификация месторождений и проявлений железных руд

Наименование рудной формации (формационный тип руд)	Геотектонические условия развития рудной формации (оруденения)	Геологическая формация Рудоносная (РН). Рудовмещающая (РВ) Рудогенерирующая (РГ)	Главные минеральные типы руд	Геохимические черты рудной формации	Генезис; условия рудоотложения и формирования	Околорудные метасоматические изменения	Геолого-промышленные типы месторождений	Примеры месторождений
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Магнетитовых кварцитов	Начальные стадии развития архейских протогеосинклиналей.	Железисто-кремнисто-гранулито-гнейсовая (РН, РВ)	Силикатно-магнетитовые, магнетит- силикатные	Нижекларковые содержания редких и рассеянных элементов	Осадочно-вулканогенный. Эвгеосинклинальные условия. Метаморфизм IV ступени	Скарнирование. Фельдшпатизация	**Сутамский**	Сутамское, Магнитный ключ, Бесединское
	Ранние стадии развития архейских протогеосинклиналей	Железисто-кремнисто-гнейсовая (РН. РВ)	Магнетитовые, силикатно-магнетитовые, магнетит-силикатные	То же	Вулканогенно-осадочный. Мио-, эвгеосинклинальные условия. Метаморфизм II-IV ступеней	Скарнирование	**Оленегорский**	Оленегорское, Тарыннахское
	Начальные стадии развития позднеархейских протогеосинклиналей (зеленокаменных поясов)	Железисто-кремнисто-метабазитовая (РН. РВ)	Силикатно-магнетитовые. силикатно-карбонатно-магнетитовые	Нижекларковые содержания редких и рассеянных элементов	Осадочно-вулканогенный. Эвгеосинклинальные условия. Метаморфизм I-III ступеней	Скарнирование, карбонатизация	**Верховцевский**	Верховцевское, Маньгинское. Темулякитское
	Переход от начальных к средним стадиям развития протогеосинклиналей	Железисто-кремнисто-сланцевая (графитистая) (РН, РВ)	Магнетитовые. гематит-магнетитовые, силикатно-магнетитовые	То же Повышенные содержания S, Au, Ge	Вулканогенно-осадочный. Эв- и миогеосинклинальные условия. Метаморфизм I-II ступеней	Na-метасоматоз, скарнирование, сульфидизация	**Костомукшский**	Костомукшское. Корпангское
	Средние стадии развития раннепротерозойских протогеосинклиналей	Железисто-кремнисто-сланцевая (РН. РВ)	Магнетитовые, силикатно-магнетитовые, гематит-магнетитовые	То же Повышенные содержания S, Au, Ge	Хемогенно-осадочный. Прикратонные участки миогесинклиналей. Метаморфизм I-II ступеней	Na-метасоматоз, карбонатизация, скарнирование	**Лебединский**	Скелеватское. Лебединское

Продолжение табл. 1.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Гематит-магнетитовых кварцитов	Средние стадии развития протогеосинклиналей.	Железисто-кремнисто-сланцевая (РН, РВ)	Гематит-магнетитовые, магнетит-гематитовые, карбонатно-магнетитовые, силикатно-магнетитовые	Нижекларковые содержания редких и рассеянных элементов	Хемогенно-осадочный. Прикратонные участки миогеосинклиналей. Метаморфизм I-II ступеней	Na-метасоматоз, карбонатизация, скарнирование	**Михайловский**	Михайловское, Осколецкое
	Конечные стадии развития раннепротерозойских протогеосинклиналей	Железисто-кремнисто-сланцево-карбонатная (РН, РВ)	Гематит-магнетитовые, карбонатно-магнетитовые, силикатно-магнетитовые	То же	Осадочный. Краевые прогибы миогеосинклиналей. Метаморфизм I ступени		**Яковлевский**	Белгородское, Мануйловское
Марганцовистых гематит-магнетитовых кварцитов	Конечные стадии развития позднепротерозойских, раннепалеозойских геосинклиналей.	Марганцево-железисто-кремнисто-сланцево-карбонатная (РН, РВ)	Гематит-магнетитовые, гематитовые, магнетитовые. браунитгематитовые	То же Повышенные содержания Mn (до 17,0%)	Вулканогенно-осадочный. Наложенные миогеосинклинальные прогибы на срединных массивах. Метаморфизм I ступени	Карбонатизация	**Малохинганский**	Кимканское, Сутарское
Окисленных железистых кварцитов	Платформенный этап. Зоны пенепленизации платформ в фанерозое	Кора выветривания (РН) железисто-кремнистых (РГ, РВ)	Мартитовые, железнослюдково мартитовые, магнетит-мартитовые, сидерит-мартитовые	Нижекларковые содержания редких и рассеянных элементов	Гипергенный. Коры выветривания железистых кварцитов		**Веретенинский**	Михайловское, Лебединское
Мартитовых и гематит-мартитовых богатых руд	Платформенный этап. Пенеплен в прибортовых частях авлакогенов, прогибов в фанерозое	Кора выветривания железисто-кремнистых (РН); железисто-кремнисто-сланцевой, железисто-кремнисто-сланцево-карбонатной (РВ, РГ)	Мартитовые, железнослюдково-мартитовые, магнетит-мартитовые, гематит-сидерит-мартитовые, магнетитовые	То же. Иногда повышенные содержания Ge	Гипергенный. Остаточные коры выветривания железистых кварцитов площадные и линейные. Остаточно-метаморфический, обогащенный в процессе гипергенеза		**Белгородский**	Яковлевское, Гостищевское
							Саксаганский	Саксаганское рудное поле, Голещинское
Магнетитовых руд (магнезиальная)	Докембрийские протогеосинклинальные наложенные впадины	Метаморфизованная железисто-кремнисто-сланцево-карбонатная скарнированная (РВ), магнезиально-скарново-магнетитовая (РН)	Магнетитовые, диопсид-скаполит-магнетитовые, боратомагнетитовые	Повышенные содержания B, Co, Cu, S	Осадочно-метаморфический. Миогеосинклинальные условия		**Алданский**	Таёжное, Дёсовское

Продолжение табл. 1.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Магномагнетитовых-руд (магнезиоферритовая скарновая)	Платформенный этап, тектоно-магматическая активизация. Краевые в мезозое зоны активизации древней платформы	Скарнированные осадочные комплексы (PB). Трапповая (PГ). Скарново-магнетитовая (магнезиоферритовая скарновая) (PH)	Скарново-магнетитовые, скарново-магнетитовые	Повышенные содержания Co, Cu, S, Zn, Au	Зоны разломов, диатремы Гидротермально-метасоматический		**Ангарский**	Коршуновское, Рудногорское
Магнетитовая (скарновая)	Раннеорогенные стадии развития складчатых систем палеозоя. Островодужные зоны. Наложенные вулканические пояса	Вулкано-плутонические, скарнированные и гидротермально измененные вулканогенно-известковые эксплозивные и осадочные железосодержащие комплексы (PB, PГ). Скаполит-скарново-магнетитовая (PH)	Магнетитовые, пироксен-гранат-магнетитовые, скаполит-магнетитовые	Повышенные содержания Co, Cu, S, P, Au, Ag	Полигенные. Вулкано-плутонические (ВПС) и вулкано-тектонические (ВТС) структуры Метасоматические, гидротермально-метасоматические	Альбитизация, скаполитизация, скарнирование	**Кустанайский**	Магнитогорское, Качарское, Сарбайское
	То же. Наложенные вулканические прогибы	То же. Скарново-водносиликатно-магнетитовая (PH)	Магнетитовые, сульфидно- магнетитовые, скарново-магнетитовые	Повышенные содержания Co, Cu, S, P, Au, Ag, Zn, Pb, Bi	То же	То же	**Кондомский**	Таштагольское, Инское, Гейское
	Позднегеосинклинальная стадия развития. Островодужные зоны. Орогенные прогибы	Вулкано-плутонические известково-щелочной серии и вулканогенно-осадочные железосодержащие комплексы (PB, PГ). Водносиликатно-скарново-магнетитовая (PH)	Скарново- магнетитовые, скаполит-магнетитовые, кальцит-магнетитовые	Повышенные содержания Co, Cu, S, Zn, Au, Ag	Полигенные (ВПС, ВТС), контактово- метасоматические и метасоматические		**Тагильский**	Гороблагодатское, Ирбинское. Гаринское
Гематит-магнетитовая (скарнированная)	Орогенный этап развития эвгеосинклинальных областей складчатых систем палеозоя	Скарнированные железосодержащие вулканогенно- осадочные комплексы (PГ, PB). Водносиликатно-гематит-магнетитовая (PH)	Магнетитовые, апатит-магнетитовые с гидросиликатами, гематит-магнетитовые	Повышенные содержания S, P, V, Mn	Вулканогенно- осадочный. Метаморфизм II-III ступеней		**Холзунский**	Холзунское

Продолжение табл. 1.1

Сидеритовая	Геосинклинальный этап развития складчатых систем	Сланцево-карбонатная железоносная (РН)	Магнезиальные сидериты, сидериты, полуокисленные сидериты	Повышенные содержания S, Ba, Mn	Осадочный. Краевые зоны миогеосинклинилей		**Бакальский**	Бакальское
Титаномагнетитовая (титанистая)	Геосинклинальный этап развития складчатых систем	Габброидная железоносная (РГ, РВ) (габбро-дунитовая, габбро-норитовая)	Титаномагнетитовые, ильменит-титаномагнетитовые	Повышенные содержания Ti, V, S, P, Co, Cu, Ni, Cr, платиноидов	Магматический. Образование дифференцированных интрузий		**Качканарский**	Гусевогорское. Чинейское
Апатит-магнетитовая	Платформенный этап	Щелочно-ультраосновная железоносная с карбонатитами центрального типа (РВ, РГ). Щелочноземельно-железорудная (РН)	Бадделеит-апатит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые, магнетит-апатит-карбонатные	Повышенные содержания P, Nb, Th, U, Zr, Ta, Cu	Магматический-метасоматический. Многофазная интрузия центрального типа		**Ковдорский**	Ковдорское, Дубравинское
Гематитовая красножелезняковая	Впадины в протерозойском фундаменте.	Глинисто-песчано-карбонатная железоносная(РВ)	Гематитовые, хлорито-гематитовые, гематито- сидеритовые	Нижекларковые содержания редких и рассеянных элементов	Осадочный. Слабометаморфизованный		**Ангаро-Питский**	Нижне-Ангарское, Ишимбинское
Бурожелезняковая	Платформенные условия.	Терригенная, глинисто-песчаная , железоносная (РВ)	Сидерит-лептохлорит-гидрогётитовые	Повышенные содержания P, V, As, Mn	Осадочный. Озерно-болотные и речные палеодолины. Неметаморфизованный		**Лисаковский**	Лисаковское, Тульское
Оолитовая	Платформенные условия, прибрежно-морские. Краевой прогиб	Терригенная, глинисто-песчаная. железоносная (РВ)	Гётит-гидрогётитовые. гидрогётит-сидерит- лептохлоритовые	Повышенные содержания P, V, As, Mn	Осадочные, прибрежноморские. Неметаморфизованные		**Аятский**	Колпашевское, Аятское
Железо-хромо-никелевая бурожелезняковая, легированная	Молодая платформа. Пенеплен	Коры выветривания ультрабазитов. железоносных перидотитов и дунитов (РН). Перидотит-дунитовая (РВ,РГ)	Гидрогётитовые, гидрогёт-тит-хлоритовые, гидрогематитовые хромо-никелевые	Повышенные содержания Cr, Ni, Co, V, Mn, Se, Ga	Гипергенный. Коры выветривания гипербазитов		**Орско-Халиловский**	Орско-Халиловское, Аккермановское
Бурожелезняковая	Платформенный этап	Коры выветривания сидеритов (РН) Сидеритовая (РВ. РГ)	Гидрогётитовые. гётит-гидрогётитовые, стригович-гидрогетитовые	Повышенные содержания Mn	Гипергенный. Коры выветривания сидеритов		**Ново- Бакальский**	Бакальское, Березовское
Магнетитовая, титаномагнетитовая	Современные прибрежные. морские	Россыпи	Магнетитовые, титаномагнетитовые		Осадочный		**Сахалинский**	

В пределах платформ они связаны с осадочными формациями, а также с формациями магматических и постмагматических этапов тектономагматической активизации платформ и щитов.

Докембрийские щиты и платформы образованы складчатыми структурами архейского и протерозойского ТМЦ. В пределах щитов и платформ встречаются прерывистые (в большей части архейские – Балтийский, Алданский щиты) и реже сплошные (в основном протерозойские – Воронежский кристаллический массив, Украинский щит) пояса метаморфизованных железорудных формаций железисто-кремнистого ряда, связанные с протогеосинклиналями, зонами прогибания протокоры вдоль зон глубинных разломов. К ним приурочены месторождения железистых кварцитов, представленных архейскими рудами оленегорского, костомукшского, сутамского, верховцевского ГПТ и протерозойскими рудами лебединского, михайловского, яковлевского, малохинганского ГПТ (табл. 1.1) [9, 19].

Кроме того к складчатым комплексам архейских щитов в отдельных районах приурочены месторождения магнетитовых руд магнезиально-скарново-магнетитовой формации (Алданский щит - алданский ГПТ), сформировавшейся в миогеосинклинальных условиях протогеосинклинали за счет железисто-глинисто-карбонатных осадков, впоследствии подвергшихся метаморфизму и скарнированию.

К докембрийским складчатым структурам также приурочены магматические железорудные формации титаномагнетитовых, ильменит-титаномагнетитовых руд. Последние связаны с интрузивными комплексами основных и ультраосновных пород, сформировавшихся в предорогенную-раннеорогенную стадию развития докембрийских протогеосинклиналей (качканарский ГПТ). На щитах и платформах в период их тектоно-магматической активизации в зонах рифтогенеза формировались интрузии щелочных ультраосновных пород и карбонатитов с апатит-магнетитовыми рудами (Балтийский щит, ковдорский ГПТ).

Железорудные формации докембрийских толщ осложнены процессами регионального метаморфизма, тектоно-магматической активизации и другими эпигенетическими процессами (метасоматоз, глубинное окисление, гипергенез).

С фанерозойской корой выветривания железистых кварцитов (Курская, Украинская железорудные провинции) связаны железорудная формация мартитовых и гематит-мартитовых богатых руд, представленная месторождениями белгородского и саксаганского ГПТ, и окисленных железистых кварцитов веретенинского ГПТ.

Доля разведанных запасов железных руд щитов и платформ в России составляет 73,42 % от общероссийских.

В складчатых поясах и областях палеозоя, спаивающих докембрийские щиты и платформы, развиты магнетитовые руды скарново-магнетитовых формаций, сидеритовые руды и связанные с ними бурые железняки карбонатных формаций, бурожелезняковые железо-хромо-никелевые руды кор выветривания гипербазитов и титаномагнетитовое оруденение магматических формаций.

Магнетитовое оруденение скарново-магнетитовой формации палеозоя развито в Уральской, Алтае-Саянской, Забайкальской и Дальневосточной железорудных провинциях. Оно приурочено к комплексам пород, сформировавшимся в байкальский, каледонский и герцинский ТМЦ. Формирование его связано с позднегеосинклинально-раннеорогенной стадией развития геосинклинальных складчатых областей [2, 3, 4, 7, 11, 19, 22, 24, 34, 38].

Размещение магнетитового оруденения (месторождений) в складчатых поясах палеозоя (кустанайский, кондомский, тагильский, холзунский ГПТ) определяется пространственной и парагенетической связью с базальтоидными вулкано-плутоническими комплексами известково-щелочной серии, приуроченными к узлам тектонических нарушений. Локализуется оруденение в разрывно-складчатых, вулкано - тектонических и вулкано-плутонических структурах среди сложнодислоцированных метаморфизованных вулканогенных (основного и среднего состава), вулканогенно-осадочных (терригенно-карбонатного состава) и терригенных пород в ассоциации с интрузивными породами габбро-гранитоидной формации (см. табл. 1.1) [19].

Сидеритовое оруденение (бакальский ГПТ) осадочной карбонатной формации, развитое в Бакальском и Зигазино-Комаровском районах Уральской провинции, формировалось в миогеосинклинальных условиях в бакальский ТМЦ развития Уральской геосинклинали. С площадной корой выветривания сидеритов, которая формировалась в посторогенный период в мезозое, связаны бурые железняки ново-бакальского ГПТ.

Титаномагнетитовое оруденение слаботитанисто-магнетитовой рудной формации (качканарский ГПТ) довольно широко развито в складчатых поясах палеозоя на территории Ураль-

ской, Забайкальской, Карело-Кольской и Алтае-Саянской железорудной провинций. Оно связано с офиолитовой, габбро-диабазовой, габбро-пироксенит-дунитовой, габбро-норитовой, габбро-диорит-диабазовой и другими раннеорогенными магматическими формациями начального симатического магматизма, проявляющегося в период активизации срединных массивов. Они сформировались в средние этапы развития геосинклиналей в эвгеосинклинальных условиях. Примерами месторождений титаномагнетитовых руд может служить Гусевогорское, Собственно-Качканарское, Первоуральское на Урале, Чинейское в Забайкалье [4, 9, 22, 24].

На долю руд, развитых в складчатых поясах и областях палеозоя, приходится 20,24 % разведанных запасов железных руд России.

В зонах тектоно-магматической активизации древних платформ развито скарново-магномагнетитовое оруденение, которое локализуется в породах осадочного чехла. Оно связано с гидротермально-метасоматической магнезиоферритовой, водно-силикатно-скарново-магнетитовой формацией (ангарский ГПТ) и наиболее широко распространено на Сибирской платформе в пределах Тунгусской синеклизы в Ангарской и Ангаро-Енисейской железорудных провинциях. Контролируется магномагнетитовое оруденение разрывными нарушениями фундамента платформы и местами их пересечения, а локализуется в осадочном чехле, главным образом в диатремно-тектонических (трещинных) структурах, в брекчиевых трубках (диатремах).

Оруденение гематитовой красножелезняковой формации ангаро-питского ГПТ приурочено к верхнепротерозойской геосинклинальной осадочной формации. Последняя представлена прибрежными морскими глинистыми, песчано-глинистыми и отчасти карбонатными отложениями, вмещающими пласты гематитовых руд. Развита формация в Ангаро-Питском районе Ангаро-Енисейской провинции. Подобные руды известны в Африке в Алжире (месторождения Гара –Джебилет и Мишери Абделазиз).

В чехле платформ на различных стратиграфических уровнях развиты осадочные морские и континентальные месторождения железных руд.

Оруденение морских бурожелезняковых бобово-оолитовых сидерит-лептохлорит-гидрогётитовых руд приурочено к терригенно-карбонатным отложениям и развито в Западно-Сибирском (колпашевский ГПТ), Керченском (керченский ГПТ) и Аятском (аятский ГПТ) мезо-кайнозойских железорудных бассейнах.

Континентальные месторождения бурожелезняковой формации представлены бобово-оолитовыми, гидрогётитовыми, озерно-болотными рудами тульского типа, связанными с песчано-глинистыми отложениями осадочного чехла Русской платформы и бобово-оолитовыми сидерит-лептохлорит-гидрогетитовыми рудами лисаковского типа в Казахстане, развитыми в речных песчано-глинистых отложениях олигоценовых палеорек. Месторождения гематитовых и оолитовых руд бурожелезняковой формации чехла платформы в России имеют небольшое промышленное значение.

1.2. Промышленные типы месторождений

Выделяются восемь промышленных типов месторождений железных руд, объединяющих все существующие разновидности региональных геолого-промышленных типов (подтипов) железорудных месторождений.

1. Месторождения железистых кварцитов, представленные месторождениями сутамского, оленегорского, костомукшского, верховцевского, лебединского, михайловского, малохинганского, веретенинского и других ГПТ.

2. Месторождения богатых гематит-мартитовых руд, представленные белгородским (стойленским, чернянским), саксаганским и другими ГПТ.

3. Месторождения магнетитовых (и магномагнетитовых) руд, к которым относятся месторождения алданского, ангарского, кустанайского, кондомского, тагильского, холзунского ГПТ.

4. Месторождения титаномагнетитовых (а) и апатит-магнетитовых (б) руд, представленные соответственно качканарским (чинейским) (а) и ковдорским (дубровинским) ГПТ.

5. Месторождения сидеритовых руд бакальского ГПТ.

6. Месторождения бурых железняков, объединяющие месторождения новобакальского (алапаевского), тульского, керченского, лисаковского и других ГПТ.

7. Месторождения железохромоникелевых руд орско-халиловского (серовского) ГПТ.

8. Месторождения гематитовых руд ангаро-питского ГПТ.

Основное промышленное значение в Российской Федерации имеют:

- ***месторождения железистых кварцитов*** докембрийских железисто-кремнистых формаций (55.8 % балансовых запасов и 62.8 % добычи),

- ***месторождения богатых железных руд,*** связанные с корой выветривания железистых кварцитов и сидеритов (12.4 % всех балансовых запасов и 2.0 % добычи),

- ***месторождения магнетитовых руд*** скарново-магнетитовой формации складчатых и магнезиоферритовой скарновой формации платформенных областей (14.4 % балансовых запасов и 10.6 % добычи),

- ***месторождения титаномагнетитовых руд*** (12.6 % всех запасов и 18.2 % добычи) и ***апатит-магнетитовых руд*** (0.6 % всех запасов и 5.6 % добычи).

На долю указанных промышленных типов приходится 95.8 % балансовых запасов и 99.2 % добычи. Высокая промышленная значимость этих промышленных типов месторождений обусловлена тем, что богатые руды (сидерито-мартитовые, гематит-мартитовые, мартитовые и др.) вообще не требуют обогащения, а остальные дают промышленные магнетитовые концентраты при помощи такого простого и эффективного метода обогащения как магнитная сепарация.

Магнетитовый состав руд рассматриваемых месторождений обусловливает достаточно высокую эффективность геофизических методов при поисках и оценке перспектив месторождений этих руд, что является также весьма важной их отличительной особенностью [1, 3, 13, 16, 17, 21, 25, 30, 35, 37]. Характеристика основных промышленных типов месторождений железных руд приведена ниже.

1.2.1. Модели месторождений железистых кварцитов

Месторождения железистых кварцитов в докембрийских толщах связаны с архейскими вулканогенно-осадочными (сутамский, оленегорский, костомукшский, верховцевский ГПТ) и раннепротерозойскими осадочными (лебединский, михайловский, малохинганский ГПТ) рудоносными железисто-кремнистыми формациями.

В архейских железисто-кремнистых формациях, мощностью от 300 до 3000 м и рудонасыщенностью от 5 до 30 % железистые кварциты образуют пласты протяженностью по простиранию 0.2-15 км, и по падению 0.1-3.0 км и мощностью 1-70 м, редко до 310-360 м. На поверхности эрозионного среза во вмещающих толщах железистые кварциты прослеживаются в виде отдельных прерывистых полос (залежей) протяженностью от 0.5 до 20 км и шириной от 2-5 до 200 м, повышаясь в местах смятий, линзовидных раздувов до 220-360 м. В флексурных перегибах, замках ширина рудной полосы иногда достигает 1750 м (Костомукшское месторождение). Пласты железистых кварцитов, слагающие рудные пласты, имеют крутое (45-85°) падение. При таких параметрах пластов формируются в основном мелкие и средние месторождения и крайне редко -крупные и сверхкрупные (Костомукшское, Тарыннахское и др.) Руды высокометаморфизованные, представлены в основном магнетитовыми и силикатно-магнетитовыми, реже гематит-магнетитовыми кварцитами. Содержание в них $Fe_{общ}$ 28.3-30.6 %. $Fe_{маги}$ более 24 %. Они легко обогащаются.

В раннепротерозойских железисто-кремнистых формациях мощностью 150-2000 м и рудонасыщенностью 30-60 % , иногда 75 % железистые кварциты образуют пласты протяженностью по простиранию от 5 до 20 км, нередко до 50-100 км, по падению - от 0.3-2.5 до 6.0 км и мощностью 10-500 м и более. Имеют крутое (45-90°) падение.

В отличие от архейских в районах развития раннепротерозойских железисто-кремнистых формаций пласты железистых кварцитов на поверхности эрозионного среза прослеживаются в виде непрерывных полос длиной от 5-10 до 100-160 км и шириной 60-500 м. Они слагают крылья крупных структур или ядра глубоко срезанных сжатых синклинальных складок, и по своей сути эти полосы являются суперместорождениями, хотя к отдельным участкам этих линейных пластов приурочены в основном средние и крупные месторождения железных руд. В зонах смятия - пликативных и флексурных перегибах крыльев складок, замках крупных структур (Ястребовская, Белгородская), ядрах мульдообразных структур (Черняпская, Погромецкая и Разуменская) - ширина выходов железистых кварцитов на эрозионном срезе увеличивается в несколько (2-10) раз, в результате чего формируются массивы железистых кварцитов площадью до 30 км^2. Массивы иногда создают непрерывную цепочку и образуют рудные узлы (Ста-

рооскольский, Гостищевский на КМА), к которым приурочиваются сверхкрупные, уникальные по запасам месторождения железистых кварцитов и богатых железных руд (рис. 1.1).

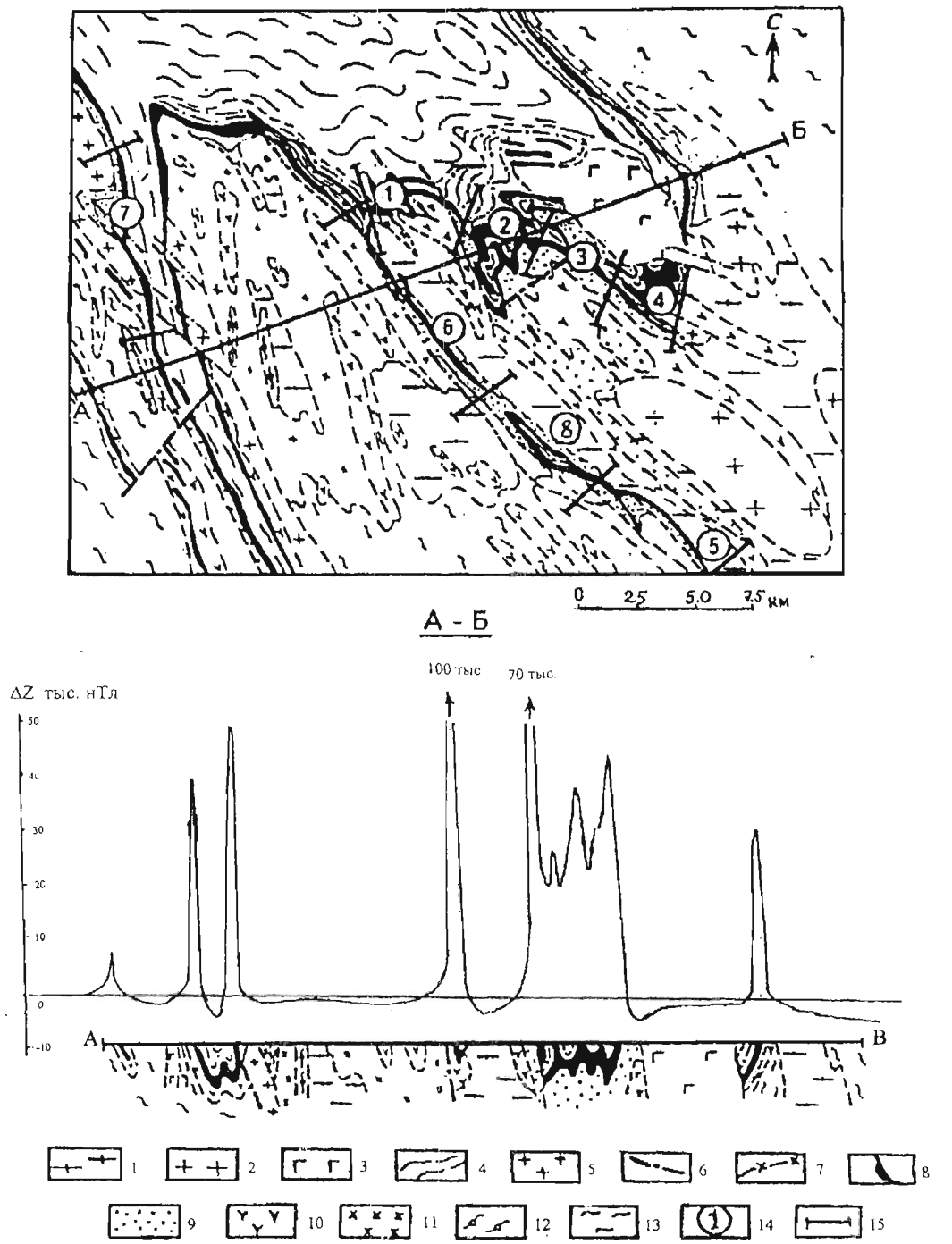


Рис. 1.1. Геологическая модель и геолого-геофизический разрез рудного узла месторождений железистых кварцитов лебединского геолого-промышленного типа

1 – мигматиты розовых гранитов ($m\ PR_{1+2}$); 2 – граниты биотитовые розовые средне- и крупнозернистые (атаманский комплекс - PR_2); 3 – габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты (стойло-николаевский комплекс - PR_{1+2}); 4 – сланцы с прослоями песчаников и мраморизованных доломитов оскольской серии ($PR_1\ os$); 5 – плагиограниты и их мигматиты (оскольский комплекс - PR_1); 6 – сланцы верхней сланцевой подсвиты коробковской свиты ($PR_1\ kr_4$); 7 – сланцы нижней сланцевой подсвиты коробковской свиты ($PR_1\ kr_2$); 8 – железистые кварциты, сланцы коробковской свиты курской серии ($PR_1\ kr_{3+4}$); 9 – кварцито-песчаники, слюдистые песчаники, гравелиты, конгломераты, сланцы мусковитовые, иногда углистые стойленской свиты курской серии ($PR_1\ st_4$); 10 – кварцевые порфиры и туфы, слюдяные сланцы, амфиболиты, амфиболовые сланцы и гнейсы лебединской свиты михайловской серии ($AR_2\ mh$); 11 – плагиограниты и их мигматиты (салтыковский комплекс – $pl\ AR_2$); 12 – серпентиниты; 13 – плагиогнейсы роговообманковые, биотит-роговообманковые, биотитовые обоянской серии ($AR_2\ ob$); 14 – цифры в кружках: 1-4 - сверхкрупные, 5-8 - крупные месторождения; 15 – границы месторождений.

Руды представлены высококачественными магнетитовыми и силикатно-магнетитовыми кварцитами лебединского или низкокачественными гематит-магнетитовыми кварцитами михайловского ГПТ. Метаморфизм руд лебединского ГПТ - от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой ступени, михайловского – в основном зеленосланцевой ступени. Руды лебединского ГПТ преимущественно среднезернистые, легко измельчаются и обогащаются , среднее содержание в них $Fe_{общ.}$ 32-38 %, $Fe_{магн.}$ 26-29 %, $Fe_{гем.}$ 3-9 %. Руды михайловского ГПТ тонко- и мелкозернистые, от трудно- до среднеобогатимых с содержанием $Fe_{общ.}$ 32-41 %, $Fe_{магн.}$ 18-24 %, $Fe_{гем.}$ 15-25 % и более.

В геофизических полях весьма крупные и уникальные месторождения железистых кварцитов выделяются в виде отдельных обособленных положительных локальных аномалий изометричной, округлой, эллипсовидной или слабо вытянутой формы длиной от 2-3 до 10-12 км, реже больше, и шириной от 1.5-2.0 до 3-5 км. Интенсивность магнитных аномалий 30-70 тыс. нТл при среднем уровне поля 50 тыс. нТл, гравитационных – в виде гравитационных максимумов - до 8-13 мГл в условном уровне площадью до 25 км^2.

Крупные и средние месторождения в геофизических полях проявляются в виде линейных локальных аномалий: магнитных интенсивностью 20-170 тыс. нТл и гравитационных - 1-5 мГл и больше.

В промышленном отношении докембрийские железные руды являются главнейшими: они дают более половины мировой добычи железных руд, и их роль возрастает по мере совершенствования технологии обогащения. Высокая степень их изученности соответствует промышленной значимости.

Основные, достаточно детально охарактеризованные в литературе формации железисто-кремнистого ряда приведены в табл. 1.1, а распределение минеральных типов кварцитов в фациальном профиле железорудной формации, способы обогащения и продуктивность их показаны в табл. 1.2 [19].

Таблица 1.2

Способы обогащения основных минеральных типов кварцитов

Фации	Главные минеральные типы	Способы обогащения	Коэффициент продуктивности
Триоксидная	Слаборудные	-	0.5
Диоксидно-триоксидная	Силикатно-магнетитовые	Магнитный	0.5-0.82
Триоксидно-диоксидная	Магнетитовые	То же	0.8-0.82
	Железнослюдково-магнетитовые, существенно-магнетитовые	---	0,65-0,8
	Собственно железнослюдково-магнетитовые	Комбинированный	0.5-0.65
	Магнетит-железнослюдковые	То же	0.1-0.5
Диоксидная	Железнослюдковые (гематитовые)	---	0.0-0.1

При промышленной оценке железистых кварцитов в первую очередь учитываются минеральный состав и основные показатели продуктивности – содержание $Fe_{общ}$ и связанного с магнетитом $Fe_{магн.}$, которые определяют способ переработки и влияют на показатели обогащения железистых кварцитов.

Магнетитовые кварциты сутамского, оленегорского, костомукшского, верховцевского и лебединского ГПТ сложены в основном магнетитом и кварцем силикатные минералы и иногда гематит содержатся в небольшом количестве.

В гематит-магнетитовых кварцитах михайловского, малохинганского ГПТ кроме магнетита присутствует гематит (железная слюдка) в значительном количестве (от 10 до 50 % и более от суммы рудных минералов).

Основной промышленный интерес представляют месторождения магнетитовых кварцитов (см. табл. 1.1, 1.2), обогащаемых магнитной сепарацией.

Магнетит-гематитовые кварциты (см. табл. 1.1, 1.2) требуют применения комбинированных схем обогащения (магнитно-флотационной, обжиг-магнитной и магнитной с использованием высокоинтенсивных полиградиентных электромагнитных сепараторов типа «Джонс»), существенно удорожающих себестоимость получаемых концентратов. Богатые железные руды, связанные с кварцитами, практически не требуют обогащения.

1.2.2. Модели месторождений богатых гематит-мартитовых руд

Месторождения мартитовых, гематит-мартитовых и гематитовых богатых руд белгородского ГПТ эпигенетической железорудной формации связаны с площадной корой выветривания железистых кварцитов в основном железисто-кремнисто-сланцевой (криворожского типа) и железисто-кремнисто-сланцево-(метабазито-)-карбонатной (гданцевского, оскольского, итабиритового типов) формаций раннего протерозоя [8, 9, 19, 38].

Районы с развитием крупных и сверхкрупных месторождений богатых железных руд, связанных с корой выветривания железистых кварцитов, обычно располагаются на смыкании крупных усложненных разломами разновозрастных региональных структур: докембрийских, типа Воронежского кристаллического массива (ВКМ) и Украинского кристаллического щита (УКЩ), и фанерозойской, типа Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ).

В результате такого сочетания (Белгородский район КМА) возникали необходимые гипсометрические градиенты и обусловленные ими мощные зоны дренажа, содействующие формированию на железистых кварцитах мощной (до 700м и более) площадной коры выветривания, в том числе ее линейного типа, и связанных с ней богатых железных руд белгородского ГПТ [9, 38].

Коры выветривания железистых кварцитов относятся к латеритному типу. Они формируются в период выхода на дневную поверхность материнской рудоносной формации во время господства в районе благоприятных климата, палеогеоморфологической обстановки и гидродинамического режима, а также наличия условий сохранности этих кор выветривания.

Такая обстановка латеритообразования в Белгородском районе существовала с конца среднего девона до поздневизейского времени нижнекаменноугольного периода, когда район находился в поясе жаркого влажного тропического климата.

Основная масса железных руд в основном сформировалась за счет гематит-магнетитовых кварцитов михайловского геолого-промышленного типа. Богатые руды в районе почти сплошным плащом покрывают выходы железистых кварцитов, которые и предопределяют размер залежей и месторождений до крупных и сверхкрупных (Яковлевское, Висловское, Гостищевское, Больше-Троицкое, Разуменское и др.). На месторождениях богатые руды образуют плащевидные залежи длиной от 0.5-2.0 до 33.5 км и больше, шириной 50-500 м, а в сложных складчатых участках - до 1500-3100м и мощностью от 1.5-195 м, изредка до 370-420м (рис. 1.2).

Залежи линейного типа обычно крутопадающие, неправильной и клиновидной формы, пространственно связаны с зонами разломов, приурочиваются к зонам дробления и контактам железистых кварцитов со сланцами [8, 9].

Залежи богатых железных руд в разной степени размыты. В других районах КМА они сохранились от эрозионного размыва в основном на сложноскладчатых полях весьма крупных и сверхкрупных месторождений железистых кварцитов, формируя в пределах их средние (Лебединское, Стойленское, Чернянское) и реже крупные (Погромецкое, Михайловское) месторождения богатых железных руд [8, 9, 38].

На поверхности докембрия коренные руды образуют гряды и массивы, которые сопровождаются шлейфами переотложенных ограниченно развитых конгломерато-брекчиевых руд.

Руды белгородского типа представлены рыхлыми и плотными разностями. На долю рыхлых и слабо сцементированных руд в Белгородском рудном районе приходится 20-80 % ресурсов отдельных залежей. По минеральному составу они представлены в основном мартитовыми, железнослюдково-мартитовыми, мартит-железнослюдковыми и меньше - гидроксид-мартитовыми разностями.

Плотные железные руды локализуются в приповерхностных частях залежей и их подошве. Плотность руд обусловлена цементацией различными минералами (сидеритом, хлоритом, кальцитом, каолинитом, гиббситом, кварцем, маршалитом, гидроксидами железа) рыхлых руд.

Содержание основных компонентов в рыхлых (плотных) рудах колеблется (%): $Fe_{общ.}$-56.1-67.59 (46.4-57.3), в среднем по месторождению 59.9-62.0, SiO2 – 0.92-9.4 (1.69-10.9), S – 0.03-0.32 (0.07-0.90), P – 0.02-0.1 (0.022-0.09), П.П.П. – 0.9-10.6 (3.8-17.5).

Рыхлые руды пригодны для отработки методом скважинной гидродобычи (СГД).

В целом формация железистых кварцитов и формация богатых железных руд образуют единое пространство рудных районов, полей и месторождений, хотя внутреннее строение этих объектов имеет свои отличия, связанные с различиями в истории их формирования.

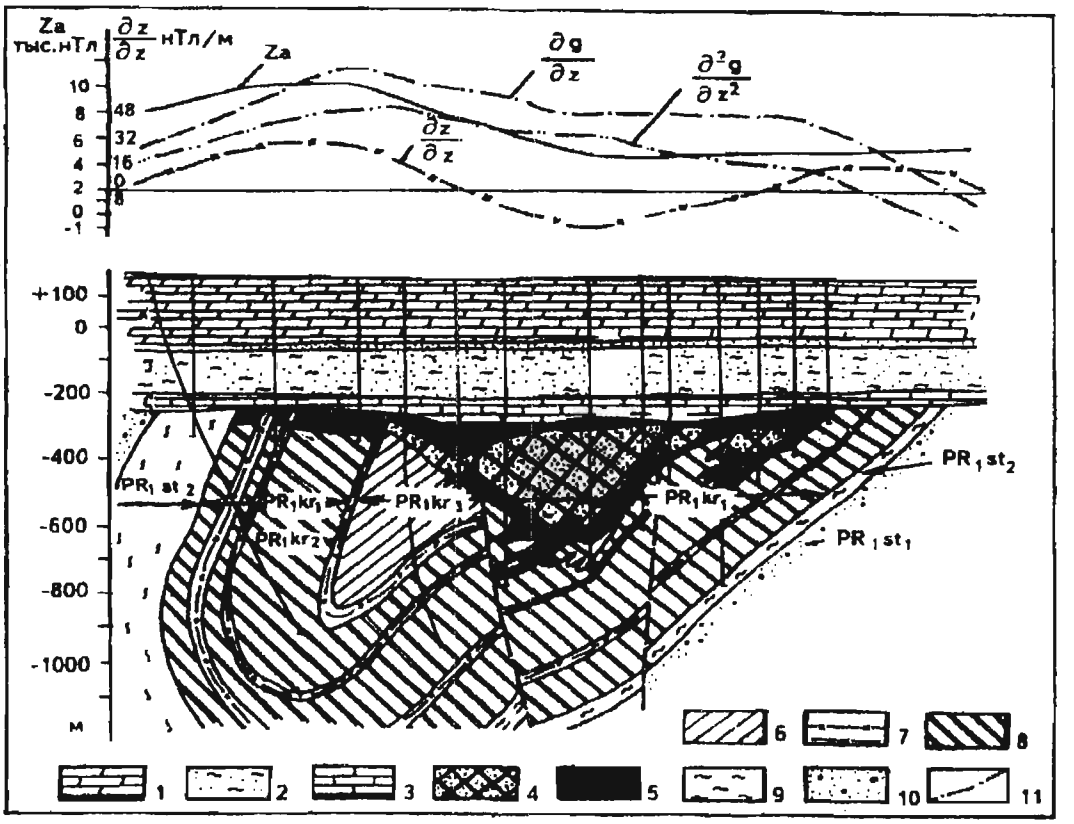


Рис. 1.2. Геолого-геофизическая модель месторождений богатых железных руд белгородского геолого-промышленного типа (в разрезе).

1 – мергель (K); 2 – глина песчаная (I); 3 – известняк (C); 4 – богатая руда мартитовая, железнослюдково-мартитовая, гидрогематит-мартитовая, слабосцементитованная, преиму-щественно рыхлая и полурыхлая; 5 – богатая руда мартитовая, железнослюдково-мартитовая, гидрогематит-гидрогётитовая и гидрогётит-гидрогематитовая, преимущественно плотная – скальная и полускальная; 6-8 – коробковская свита (PR_1 *kr*): 6 – верхняя железорудная подсвита (PR_1 kr_3) – кварциты магнетитовые (мартитовые), железнослюдково-мартитовые (мартитовые) с редкими прослоями сланцев, 7 – нижняя сланцевая подсвита (PR_1 kr_2) – сланцы слюдяные различного состава, в зоне выветривания окисленные, иногда с тонкими прослоями безрудных и малорудных кварцитов, 8 – нижняя железорудная подсвита (PR_1 kr_1) – кварциты магнетитовые, силикатно-магнетитовые, гётит-гидрогематит-мартитовые, карбонат-магнетитовые, разнополос-чатые с прослоями сланцев, в зоне выветривания окисленные; 9-10 – стойленская свита (PR_1 *st*): 9 – верхняя подсвита – сланцевая (PR_1 st_2), сланец филлитовидный микрослюдяной-кварц-слюдяной, углисто-кварц-хлорит-слюдяной, тонко- и линзовидно-полосчатый, 10 – нижняя подсвита – песчаниковая (PR_1 st_1), метапесчаник кварцевый, полевошпато-кварцевый, слюдяно-кварцевый; 11 – линия тектонического нарушения.

1.2.3.Модели месторождений магнетитовых (и магномагнетитовых) руд

Месторождения магнетитовых руд связаны с тремя рудными формациями: скарново-магнетитовой формацией складчатых областей палеозоя, скарнированной магнезиальной формацией докембрийских складчатых областей и скарново-магнезиоферритовой формацией платформенных областей (см. табл. 1.1)

Наиболее крупные и весьма крупные месторождения магнетитовых руд высокого качества (легкообогатимые, с высоким содержанием железа, без вредных примесей) кустанайско-кондомского ГПТ связаны с первой из них – скарново-магнетитовой палеозойских складчатых областей.

Магнетитовой оруденение скарново-магнетитовой формации складчатых областей палеозоя ассоциирует с базальтоидными вулканоплутоническими габбро-гранитоидными и осадочными карбонатно-вулканогенными комплексами и характеризуется полигенным генезисом: первично вулканогенно-осадочные руды претерпевают изменения и регенерацию с частичным переотложением в процессе последующей тектоно-магматической деятельности, включающей складчатость и динамотермальный метаморфизм, контактовый метаморфизм и метасоматоз со стороны близповерхностных интрузий, комагматичных вулканитам рудовмещающей толщи, и постмагматический натровый метасоматоз.

Рудные районы, включающие все промышленные месторождения этой формации, размещаются в зонах региональных прогибов орогенных или вулканических (наложенных) поясов, в структурах II и III порядков (геосинклинальных депрессиях, грабен-синклиналях, кальдерах), оконтуренных разломами глубокого заложения или разломами их оперения и выполненных вулканогенно-осадочными, вулканогенными и вулкано-плутоническими комплексами пород известково-щелочной серии (рис. 1.3, 1.4). Рудовмещающие структуры в свою очередь разбиты дизъюнктивами на блоки, геологическое строение и характер оруденения которых разнятся вследствие их дифференцированной подвижности и различной магматической деятельности.

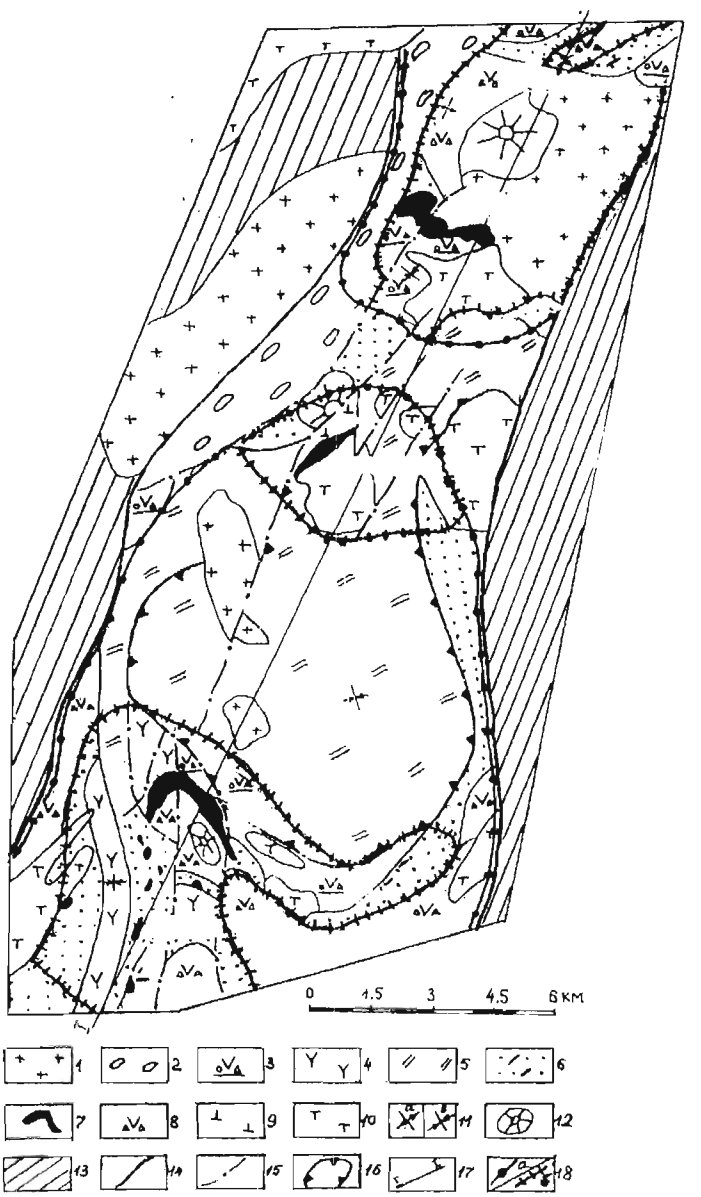


Рис. 1.3. Геологическая модель рудного района скарново-магнетитовых месторождений кустанайско-кондомского геолого-промышленного типа

1 – девонские граниты; 2 – ордовикские терригенные отложения с галькой магнетитовых руд и сиенитов в базальном горизонте; 3-9 - вулканогенно-осадочные отложения среднего кембрия ($Є_2$ mn): 3-5 – надрудная подсвита: 3 – грубообломочные туфы и туффиты смешанного состава. 4 – порфириты и апопорфиритовые сланцы, 5 – мелкообломочные туфы и игнимбриты трахитовых порфиров; 6-7 – рудоносная подсвита: 6 – слоистые туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, мергели, песчанистые известняки, 7 – выходы и проекции магнетитовых залежей на поверхность; 8-9 – подрудная подсвита: 8 – лавобрекчии андезитовых порфиритов, 9 – грубообломочные туфы трахитовых порфиритов и альбитофиров; 10 – среднекембрийские сиениты; 11 – оси антиклиналей (а) и синклиналей (в); 12 – центры кембрийских вулканических построек; 13 – протерозойские отложения: метаморфические сланцы,известняки,доломиты; 14 – разломы глубокого заложения (границы вулканогенных прогибов,грабен-синклиналей); 15 – дизъюнктивы; 16 – центральная часть кембрийской кальдеры; 17 – профиль заложения геолого-геофизического модельного разреза; 18 – контуры рудных узлов (а) и рудных полей (б).

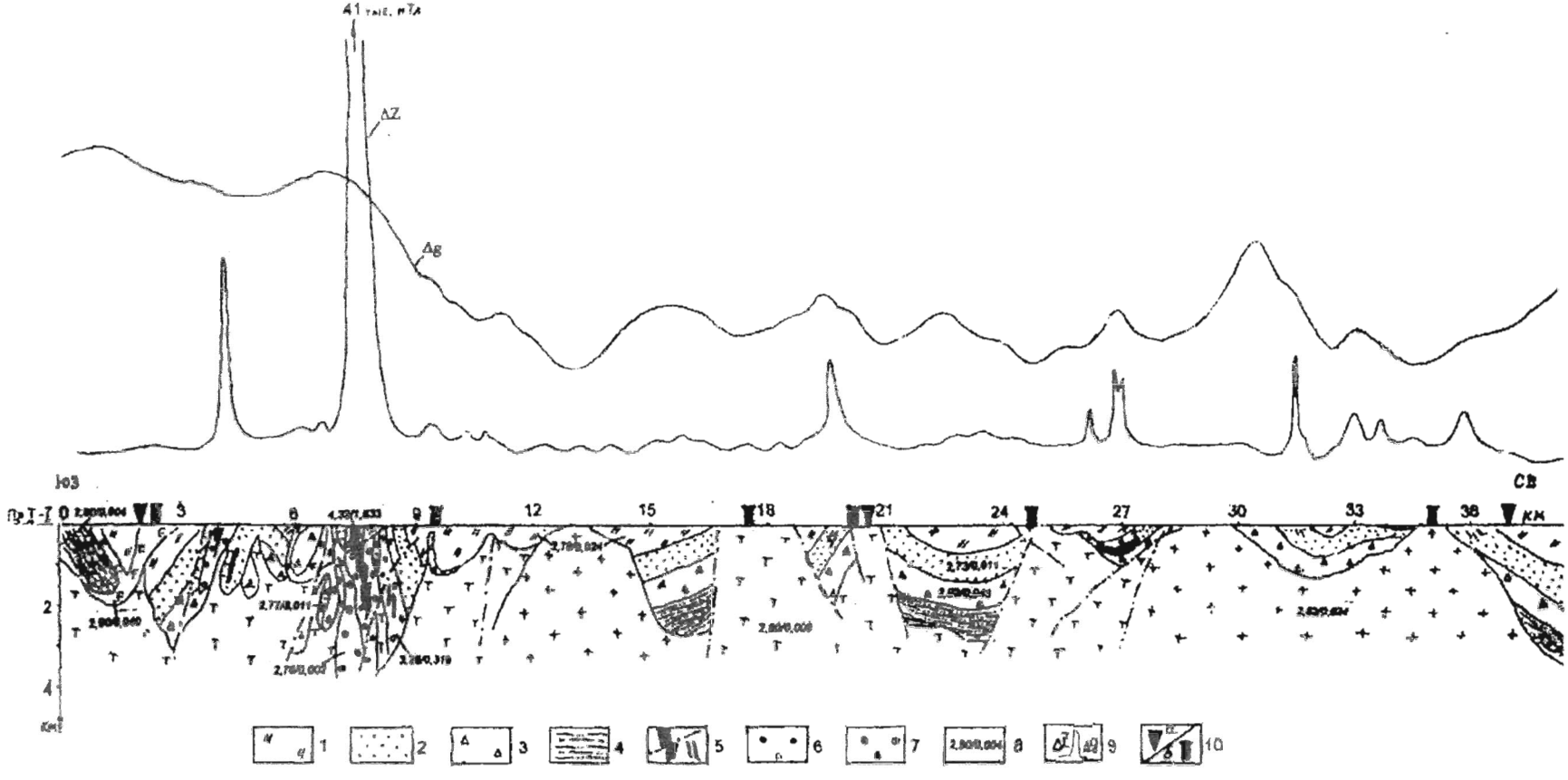


Рис. 1.4. Геолого-геофизическая модель рудного района скарново-магнетитовых месторождений кустанайско-кондомского типа (в продольном разрезе).

Рис. 1.4. Геолого-геофизическая модель рудного района скарново-магнетитовых месторождений кустанайско-кондомского типа (в продольном разрезе).

1-3 – вулканогенно-осадочные отложения среднего кембрия ($Є_{2\ mn}$): 1 – надрудная подсвита, 2 – рудоносная подсвита, 3 – подрудная подсвита (состав пород, слагающих подсвиты, см. на рис. 1.3); 4 – отложения нижнего кембрия: аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки; 5 – магнетитовые руды, рудопроявления; 6 – скарны; 7 – метасоматиты. 8 – физические свойства руд и пород (осредненные по толщам) 2.26/0.318: числитель – плотность в г/см^3, знаменатель - магнитная восприимчивость в ед.Си; 9 - графики изменения магнитного (ΔZ) и гравитационного (Δg) полей; 10 – границы рудных узлов (а) и рудных полей (б). Остальные условные обозначения см. на рис. 1.3. и 1.5.

Блоки, испытавшие длительное погружение, сопровождавшееся повышенной тектоно-магматической деятельностью, характеризуются повышенными мощностями и фациальной изменчивостью эффузивно-пирокластических пород при подчиненной роли осадочных, особенно терригенных пород. Менее мобильные блоки, сохранявшие тенденцию к общему воздыманию, сложены преимущественно мелководными образованиями при ограниченном развитии вулканитов.

Рудные узлы, включающие крупные и весьма крупные месторождения скарново-магнетитовой формации палеозойских складчатых областей (кустанайский и кондомский ГПТ), приурочены к блокам, испытавшим длительное погружение, а в их пределах скарново-магнетитовое оруденение локализуется в вулкано-плутонических (ВПС) или вулкано-тектонических (ВТС) структурах преимущественно центрального типа сечением до 10 – 35 км (Качарско-Коскульская ВТС, Соколовско-Сарбайская ВПС в Валерьяновской зоне Тургая, Таштагольско-Шалымская ВТС в Кондомском рудном районе Горной Шории).

Рудные узлы с оруденением кустанайско-кондомского ГПТ характеризуются незначительной глубиной эрозионного среза, который в этой ситуации отличается максимальными (до 4 – 6 км) значениями мощностей накопления вулканогенно-осадочных отложений, незначительным выходом на поверхность интрузивных пород, представленных в основном дайковой фацией (Качарское, Петровское месторождения Тургая), и наличием в рудных полях месторождений апофиз и мелких штоков комагматичных интрузивов (Соколовское, Сарбайское месторождения Тургая, Таштагольское,Шерегешевское месторождения Горной Шории) (рис.1.5).

Оруденение нередко совмещено с апофизами интрузивов и сопровождается интенсивной альбитизацией, калишпатизацией, скаполитизацией и скарнированием вмещающих пород.

Рудные залежи месторождений этого типа стратиформные, больших размеров; сложены они сплошными (массивными) магнетитовыми рудами с содержанием железа 45–58 %, на долю которых приходится до половины общего объема горнорудной массы, и вкрапленными магнетитовыми рудами с содержанием железа 29–45 % (см. табл. 1.1).

Рудные узлы, включающие средние и мелкие месторождения скарново-магнетитовой формации тагильского ГПТ (Покровский, Гороблагодатский, Высокогорский рудные узлы Уральской провинции, Ирбинско-Краснокаменский, Таят-Табратский рудные узлы Алтае-Саянской провинции) имеют более значительную глубину эрозионного среза, для которого характерно преобладание в рудных полях больших массивов интрузивных пород в виде штоков, лакколитов и т.п. размерами от 40 до 300 км^2, иногда в виде трещинных интрузий; интрузивные породы в этом случае отличаются сложным и пестрым составом - от габбро до гранитов, содержат ксенолиты вмещающих пород, обычно их краевые фации. Оруденение располагается в зонах бокового контакта интрузивов либо непосредственно на контакте, либо на некотором удалении (до 1 км) от него.

Месторождения тагильского ГПТ формируют рудные тела различного размера сложной пласто-жило-линзо-штокообразной формы непосредственно на контакте, а по мере удаления от него форма рудных тел более простая и выдержанная - линзо-пластообразная. Для месторождений этого типа характерен скарновый и гидросиликатный состав ассоциирующих с ними метасоматитов. Содержание железа в рудах колеблется в широких пределах - от 16 до 45%, в регенерированных контактово-метасоматических разностях - 45-55% и выше.

Магнетитовое оруденение обычно связано со скарнами и замещает вместе с ними вмещающие карбонатсодержащие туффогенные породы, известняки и известковистые брекчии, образует скарново- рудные зоны: линейные, серповидные, кольцевые.

На крупных месторождениях оруденение представлено серией крутопадающих (40-90^0) и пологозалегающих рудных тел пласто- и линзообразной формы, согласных с вмещающими толщами, реже встречаются столбо-, штокообразные и жильные тела. Рудные тела на месторождениях выходят на эрозионный срез или верхние кромки их находятся на глубинах от 400-

900 м и больше (Таштагольское месторождение). Размеры рудных тел колеблются по простиранию от 300-600 до 2000-2900 м, по падению до 500-2000 м; мощность от 50 до 300 м, реже больше. Руды в основном магнетитовые, скарново (гранат, пироксен, скаполит)- магнетитовые, иногда мушкетовит-магнетитовые. Руды средне- и крупнозернистые. Среднее содержание в высококачественных рудах как крупных, так средних и мелких месторождений $Fe_{общ}$ – 35-46 %, S – 0,01-0,7 %. Руды легко обогащаются.

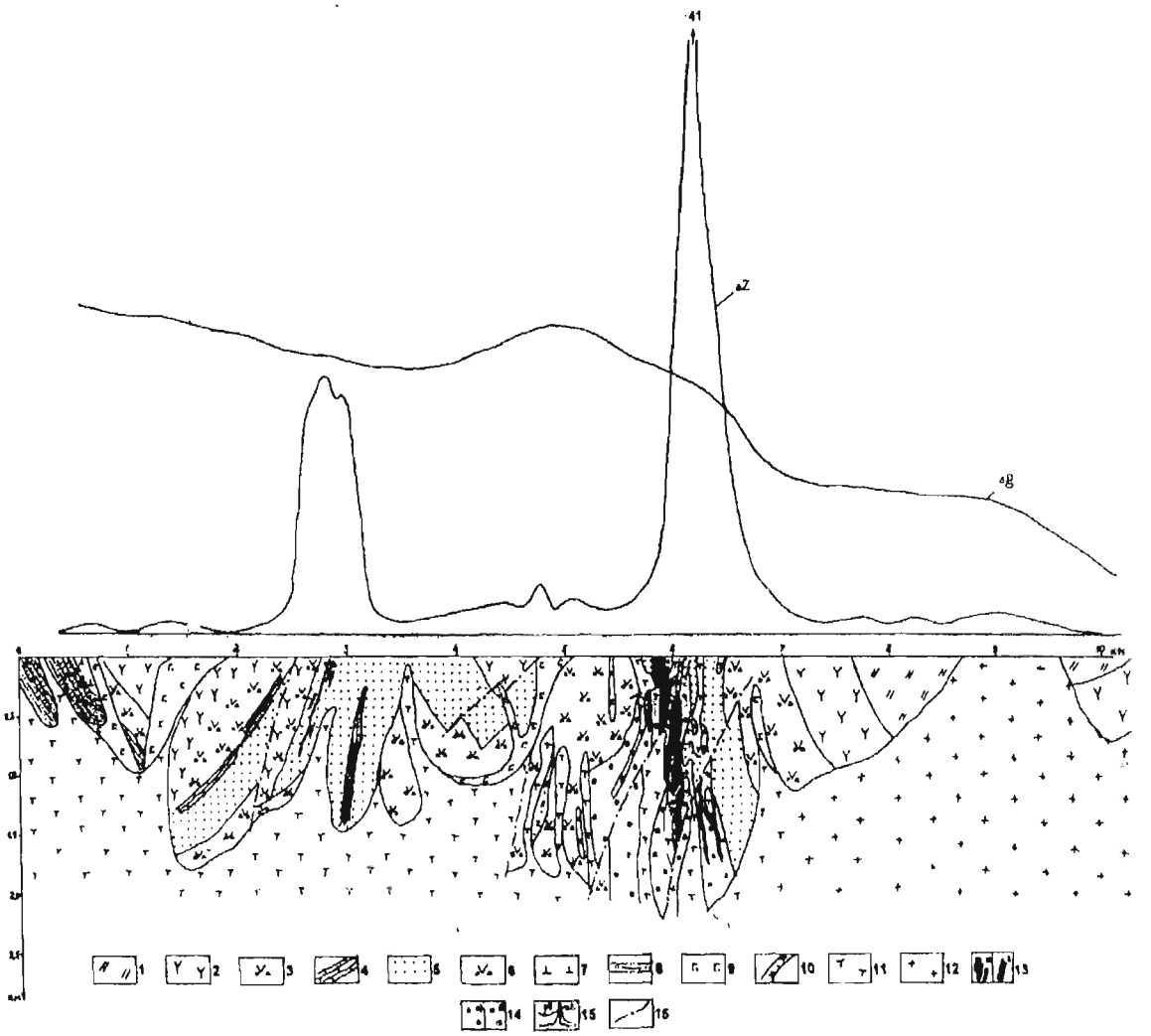


Рис.1.5. Геолого-геофизическая модель рудного поля скарново-магнетитовых месторождений кустанайско-кондомского типа (в разрезе).

Вулканогенно-осадочные отложения среднего кембрия ($Є_2$ mn):
1-4 – надрудная подсвита: 1 – мелкообломочные туфы и игнимбриты трахитовых порфиров, 2 - андезитовые порфириты, 3 – туфы трахитовых порфиров, туфопесчаники, туфоалевро-литы, известковистые аргиллиты, 4 – известняки; 5 – рудоносная подсвита: туфопесчаники, туфоалевролиты, мергели, песчанистые известняки, туфы трахитовых порфиров, туффиты, туфоконгломераты; 6-7 – подрудная подсвита: 6 – лавобрекчии андезито-базальтовых порфиритов и их туфы, реже туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, 7 – андезито-базальтовые порфириты; 8 – отложения нижнего кембрия ($Є_1$ mr): аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки; 9 – среднекембрийские субвулканические габбро-порфириты; 10 – девонские микродиориты; 11 – среднекембрийские сиенит-порфиры, сиениты; 12 – девонские граниты; 13 – магнетитовые руды: а - разведанные, б - прогнозируемые; 14 – метасо-матические породы: а - скарны, в – метасоматиты гидросиликатного типа; 15 – графики изменения геофизических полей; 16 – разломы.

Крупные и весьма крупные месторождения скарново-магнетитовых руд в геофизических полях отмечаются изометрическими, реже вытянутыми положительными локальными аномалиями – магнитными интенсивностью 20-50 тыс. нТл, гравитационными - 2-8 мГл и более, раз-

мерами от 2-8 до 30 км^2. Над средними и мелкими месторождениями интенсивность локальных аномалий: магнитных до 20 и более тыс. нТл, гравитационных - 0.5-2 мГл, размеры 1-2 км.

В трактовке генезиса месторождений магномагнетитовых руд ангарского (ангаро-илимского) типа ещё много дискуссионного. Общепризнанной является по сути только парагенетическая связь магномагнетитового оруденения с трапповым магматизмом, весьма широко и разнообразно проявившимся в период активизации Сибирской платформы. Интенсивность магномагнетитового оруденения - фактор весьма варьирующий, но в качестве основных продуктивных уровней могут быть названы нижне-среднекембрийский, нижне-среднеордовикский и нижнетриасовый [6, 17, 26].

Месторождения руд ангарского ГПТ размещаются в тектонически наиболее активных краевых частях юга Сибирской платформы, где они приурочены к вулкано-тектоническим структурам, трубкам взрыва, которые располагаются вдоль и на пересечении глубинных разломов. Размер месторождений от мелких до крупных. Рудные залежи представляют собой в большинстве случаев сочетание секущих крутопадающих (45-85^0), столбо-, трубо-, линзо-, жилообразных, полукольцевых и сложноветвящихся неправильной формы рудных тел, реже согласных – пластообразных, экранированных и иногда чашевидных рудных тел, локализованных в карбонатных и карбонатно-глинистых породах нерюндинской свиты триаса.

Размеры рудных тел различные: длина от 200 до 2000м, мощность от 1-14 до 60-100м, распространение по падению от 100-300 до 1500м и больше.

По составу руды магнетитовые (магномагнетитовые), кальцит-магнетитовые, гематит-магнетитовые, силикатно-магнетитовые и другие. Главные рудные минералы - магнетит, магномагнетит, второстепенные – гематит, мартит, пирит, халькопирит, лимонит, пирротин, нерудные – пироксены, гранат, серпентин, эпидот, актинолит, хлорит, кальцит, халцедон, хлорапатит, флогопит.

Содержание железа в рудах ангарского типа 15-50 до 67 %, в жильных - в среднем 28.0-43.3%, оксида магния 5.3-13.4%, оксида кальция 1.3-11.8%, серы от 0.001 до 0.63%, фосфора 0.01-0.67 %. Руды обогащаются с применением простых схем обогащения.

В магнитном поле месторождения ангарского типа проявляются в виде локальных аномалий округлой или продолговатой формы интенсивностью от 5 до 15-25, иногда до 50 тыс нТл преимущественно отрицательного (из-за обратно полярной суммарной намагниченности руд), редко положительного знака. В гравитационном поле им отвечают локальные положительные аномалии от 2 до 10 мГл.

1.2.4. Модели месторождений титаномагнетитовых руд

Месторождения титаномагнетитовых руд (качканарский и чинейский геолого-промышленные типы) связаны с интрузиями основного и ультраосновного состава – габбро, пироксенитами, реже перидотитами, анортозитами, оливинитами, габбро-норитами, габбро-диабазами (см. табл. 1.1).

Они формируются при кристаллизационной дифференциации интрузивов, и в процессе ликвационного расслоения расплава на силикатную и окиснорудную часть (Шабалин, 1984 г.). При кристаллизационной дифференциации образуется относительно бедновкрапленное оруденение, а при ликвации – богатое до сплошных руд. При этом в окиснорудную часть, кроме железа, обособляются также титан и ванадий, в связи с чем титаномагнетитовые руды являются комплексными железо-титано-ванадиевыми. Содержание и соотношение титана, ванадия и железа в титаномагнетитовых рудах существенно варьируют: они могут быть существенно титановыми или существенно железорудными. По соотношению количества в рудах железа валового и двуокиси титана выделяются: низкотитанистые ($Fe/TiO_2 > 8$) железо-ванадиевые руды (качканарский тип), среднетитанистые (Fe/TiO_2 от 5 до 8) существенно железо-ванадиевые руды (чинейский тип), высокотитанистые (Fe/TiO_2 от 2,3 до 5) железо-титано-ванадиевые руды, весьма высокотитанистые ($Fe/TiO_2 < 2,3$) существенно титановые руды.

Месторождения титаномагнетитовых руд приурочены как к нерасслоенным пироксенитовым (качканарский ГПТ), так и к расслоенным габбро-норитовым (чинейский ГПТ) массивам. Оруденение в нерасслоенных массивах вкрапленное и шлирообразное, охватывает зоны, вытянутые согласно с простиранием вмещающих пород до 8-10 км при ширине до 3 км. Рудные тела - крутопадающие штоки круглой и эллипсоидной формы - прослеживаются на глубину до 2 км

и более. В расслоенных габбро-норитовых интрузивах наблюдается чередование слоев пород, различающихся по количеству породообразующих минералов и титаномагнетита.

В обогащенных титаномагнетитом слоях содержание титаномагнетита от 7 до 50 %. Мощность слоев, участвующих в расслоенности, колеблется от первых сантиметров до десятков метров. Рудные залежи плитообразные мощностью от 4.6 до 35.6 м.

По составу руды комплексные – ванадийсодержащие титаномагнетитовые. Главный рудный минерал – титаномагнетит, второстепенные – ильменит, шпинель, минералы платиновой группы. Главные породообразующие минералы – плагиоклазы, пироксены, оливин, второстепенные - роговые обманки. Руды вкрапленные: титаномагнетит в виде идиоформных, ксеноморфных или пылевидных включений. В рудах качканарского типа содержание $Fe_{общ.}$ колеблется от 14 до 34 % (в среднем 16-18), TiO_2 – от 0.8 до 4.7, V_2O_5 – от 0.05 до 0.31 %, в рудах чинейского - $Fe_{общ.}$ – 16-61 % (в среднем 25.6), TiO_2 – 2.26-13.7 (4.9) %, V_2O_5 – 0.08-1.3 (0.34) %.

Руды качканарского и чинейского геолого-промышленных типов легко обогащаются с применением методов сухой и мокрой магнитной сепарации. Образуют крупные до уникальных месторождения.

Массивы основных и ультраосновных пород, к которым принадлежат рудоносные формации титаномагнетитовых руд, характеризуются высоким уровнем гравитационного поля, слабодифференцированного по интенсивности формирующих его локальных аномалий, и интенсивными по напряженности и очень изменчивыми по морфоструктуре магнитными полями: на участках, где вкрапленность магнетита не превышает 10 %, средняя напряженность поля ΔZ составляет 1000-3000, местами до 5000 нТл, с плавными градиентами локальных аномалий; над рудными участками массивов характер магнитного поля резко меняется как по структуре (изобилие мелких локальных аномалий обоих знаков с резкими градиентами), так и по интенсивности, которая превышает 5000 нТл, достигая в отдельных эпицентрах 20 000 нТл и более.

1.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания

Прогнозирование месторождений железных руд - многостадийный процесс, конечный результат которого - выявление искомого месторождения. Каждая стадия геологоразведочных работ проводится на прогнозных площадях различных категорий (рангов), соответствующих металлогеническим провинциям, металлогеническим зонам (областям), рудным районам, рудным узлам, рудным полям и перспективным участкам.

Эквивалентом металлогенической провинции служат крупные региональные рудоносные площади, контуры которых совпадают с границами региональных геологических структур: щитов, массивов, геосинклиналей, антеклиз, мегаблоков. В пределах провинции может быть несколько типов железорудных геоформаций, сформировавшихся в разные металлогенические эпохи.

Эквивалентом металлогенической железорудной зоны (области) является крупная рудоносная площадь, выделяемая в пределах металлогенической провинции, на территории которой развиты месторождения железных руд различных генетических типов, но в основном, одной геоформации. К железорудным металлогеническим зонам относятся линейные структурно-формационные зоны большой протяженности, часто ограниченные глубинными разломами, к железорудным металлогеническим областям - структурно-формационные площади изометричной формы.

Металлогенические железорудные зоны (области) в пределах металлогенических провинций приурочиваются к определенным тектонотипам протогеосинклинальных структур докембрийских щитов и массивов, геосинклинальным складчатым структурам фанерозоя, к структурам, связанным с рифтогенной активизацией древних платформ, к впадинам и прогибам на платформах.

В пределах металлогенических зон и областей железные руды распространены обычно не повсеместно, что позволяет выделять на их площадях металлогенические подразделения более высоких рангов: рудные (металлогенические) районы, узлы, поля и месторождения.

Железорудные (металлогенические) районы ограничиваются площадями среднего масштаба (до первых тысяч квадратных километров) с относительно повышенной плотностью месторождений и рудопроявлений, в основном одной формации, границы которых совпадают с геологическими границами.

Рудные узлы и рудные поля - небольшие по размерам рудоносные площади (от десятков до первых сотен квадратных километров), объединяющие сближенные месторождения и рудопроявления железных руд преимущественно одного формационного и генетического типа, приуроченные к одной геологической структуре и разделенные пространственно безрудными участками или локальными пережимами рудных толщ [19, 20, 22, 23, 31].

Площадями прогноза и определения ресурсов кат. P_3 железных руд являются металлогенические зоны, рудные районы (рудоносные структуры I, II порядков), которые выявляются на стадии регионального геологического изучения недр и прогнозирования полезных ископаемых при проведении мелкомасштабных (1:1000000-1:500000) прогнозно-металлогенических работ на железные руды.

Площадями прогноза и оценки ресурсов P_2 служат рудные узлы и поля, выделяемые и изучаемые на стадии регионального изучения недр при среднемасштабных(1:200000-1:100000) прогнозно-металлогенических исследованиях.

При крупномасштабных прогнозно-металлогенических и поисковых работах изучают рудные поля (рудные зоны), крупные месторождения с оценкой прогнозных ресурсов категорий P_2 и P_1.

Металлогенические зоны и рудные районы выделяются и оконтуриваются в процессе структурно-тектонического районирования территории с использованием данных гравиметрических съемок масштаба 1:500000 – 1:200 000, аэромагнитных съемок масштаба 1:200 000, редко 1:50 000, сейсморазведки (ГСЗ, КМПВ, МОВ), результатов измерения геофизических полей вдоль рекогносцировочных профилей и петрофизических исследований.

В основе структурно-тектонических построений лежит районирование геофизических полей (каждого в отдельности и в комплексе) по сумме признаков, к которым относятся знак гравимагнитных полей, их интенсивность и морфоструктура, преобладающее простирание аномалий, наличие или отсутствие высокоинтенсивных локальных аномалий, градиентных зон, различные характеристики сейсмоволновых полей и др. [25, 27, 33, 35, 36, 37].

Так, металлогенические (структурно-формационные) зоны фемического и сиало-фемического профилей, включающие месторождения железистых кварцитов обеих формаций и связанных с ними богатых руд, отображаются линейно-полосовыми зонами положительных аномалий гравимагнитных полей высокой напряженности с достаточно простым рисунком изолиний: протяженность аномальных зон сотни километров при ширине 20-50 км.

Структурно-формационные зоны фемического и сиало-фемического профилей, включающие рудные районы с крупными и весьма крупными месторождениями скарново-магнетитовых руд кустанайского и кондомского типов, проявляются линейными зонами повышенных значений или градиентными зонами поля силы тяжести и линейными аномальными зонами сложного по морфоструктуре магнитного поля, представленного локальными аномалиями обоего знака различной напряженности и конфигурации; протяженность аномальных зон сотни километров при ширине от 15 до100 км.

Вулканические прогибы (грабен-синклинали) - структуры II порядка в системе железорудных металлогенических зон, контролирующие рудные районы со скарново-магнетитовыми месторождениями кустанайского и кондомского типов (Валерьяновская грабен-синклиналь в Тургае, Кондомская грабен-синклиналь в Горной Шории), характеризующиеся повышенной тектоно-магматической, особенно вулканической деятельностью и как следствие мощной толщей базальтоидных вулканогенно-осадочных накоплений, отмечаются повышением уровня регионального фона магнитного поля по сравнению со смежными структурами, высоким уровнем регионального поля силы тяжести и гравитационными максимумами (если в составе интрузивных образований металлогенической зоны преобладают габброиды и другие основные породы), либо относительно пониженным уровнем регионального поля и гравитационными минимумами (если преобладают, особенно на больших глубинах, интрузивы сиенит-гранитного состава).

Разломы глубокого заложения, шовные зоны, разломы их оперения, ограничивающие структурно-формационные зоны и разграничивающие их на отдельные блоки, контролирующие размещение рудных зон, районов, в гравимагнитных полях фиксируются линейными зонами сужения изолиний поля (гравитационными ступенями), полосами сочленения региональных аномалий различного простирания, протяженными цепочками локальных максимумов полей, узкими, линейно-вытянутыми аномалиями с пониженными до отрицательных значениями полей, сменой знака и характера аномалий по разным сторонам линий разлома и др.

Наиболее полную информацию о глубинных разломах дает сейсморазведка и особенно глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ), позволяющие фиксировать местоположение разлома, проследить его развитие на всю мощность земной коры, определить наклон и амплитуду смещения. Сейсморазведочными работами КМПВ, МОВ и ОГТ вдоль опорных профилей выявляются глубинные разломы и изучаются их приповерхностные части в пределах первых километров. Сейсмическими признаками разломов являются нарушение корреляции фаз осей синфазности, наличие зон дифракции и интерференции упругих волн, смещение сейсмоплотностных границ К и М по обе стороны от зон нарушения корреляции и др.

Структуры локализации (рудные поля) весьма крупных и уникальных месторождений железистых кварцитов, характеризующихся сложными геолого-структурными условиями залегания рудной массы (зоны смятия, замки крупных структур и т.п.), в гравитационных полях фиксируются крупными по размерам (до 25км^2 и более) изометрическими зонами положительных аномалий в виде мономаксимумов, редко двух максимумов, с простым рисунком изолиний, напряженность поля в эпицентрах которых в 1.5-3 раза выше уровня напряженности поля над рядовыми месторождениями; аномальные магнитные зоны имеют более сложную морфоструктуру и более низкий по сравнению с рядовыми уровень напряженности поля в эпицентрах (от +10 до +100 тыс. нТл). Понижение интенсивности магнитного поля над сложно построенными рудными полями весьма крупных месторождений - следствие суперпозиции и взаимного ослабления суммарной намагниченности из-за неупорядоченной ориентировки вектора намагниченности в объеме рудных объектов.

Зоны развития богатых железных руд, залегающих на "головах" пластов железистых кварцитов, отмечаются значительным (в 2-3 раза) спадом напряженности магнитного поля над ними при несущественных изменениях интенсивности гравитационных аномалий и аномально резким затуханием амплитуд сейсмических волн.

Структурам локализации крупномасштабного и высококачественного скарново-магнетитового оруденения (ВТС центрального типа) отвечают концентрические зоны аномалий гравимагнитных полей с цепочками локальных аномалий различной конфигурации и интенсивности по периферии, наиболее интенсивные из которых соответствуют вулканическим аппаратам со скарново-магнетитовым оруденением кондомско-кустанайского ГПТ, с относительным понижением (до минимумов) напряженности полей в центральных частях структур.

На сейсмогеологических профилях все структуры локализации железорудных месторождений(рудные узлы, поля) фиксируются зонами сложного волнового поля с нарушением корреляции сейсмо-плотностных границ, узлами дифрагированных волн, зонами интерференции волн и т.п. В процессе изучения внутреннего строения рудных узлов, полей, потенциальных месторождений при выявлении участков наивысшей концентрации оруденения и при прогнозировании качества руд (содержание $Fe_{общ.}$, $Fe_{магн.}$) наряду с гравимагнитными используются данные электроразведки (ВЭЗ, ЕП, НП), метода искусственного подмагничивания (МИП), скважинных геофизических исследований.

По итогам комплексного районирования геофизических полей составляется карта комплексного районирования территории (КРТ), которая служит основой для выделения и оконтуривания прогнозных площадей различного ранга с учетом всей геологической информации.

1.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски рудоносных площадей разного ранга

Прогнозные железоносные площади на местности выявляются и оконтуриваются в процессе геологоразведочных работ, проводимых с использованием комплекса методов (геологических, геофизических, геохимических) на базе установленных прогнозных, поисковых, оценочных критериев и признаков месторождений железных руд [3, 4, 11, 14, 16, 17, 19, 21, 23, 24].

Критерии прогнозирования и оценки территорий отражают закономерности размещения железорудных объектов (зон, районов, узлов, полей, месторождений) в земной коре, их различные качественные и количественные характеристики.

Критерии разделяются на две основные группы - геологические и геофизические. В роли геологических прогнозно-поисковых критериев выступают различные рудоконтролирующие геологические факторы (структурно-тектонический, формационный, литолого-стратиграфический, магматический и т.д.), которые для различных типов железорудных месторождений

имеют свое конкретное наполнение и свои специфические признаки проявления на дневной поверхности и в различных геофизических полях (см. табл. 1.3).

Геологические закономерности рудообразования, факторы и условия, контролирующие железооруденение, и обоснованные на них критерии прогноза и оценки месторождений широко освещены в отечественной и зарубежной печати [3, 17, 19, 24, 25, 30, 32, 36, 37, 38]. В табл. 1.3 приведены прогнозно-поисковые критерии и признаки для трех основных железорудных формаций – магнетитовых кварцитов, мартитовых и гематит-мартитовых богатых руд, скарново-магнетитовой складчатых областей палеозоя, в которых встречаются крупные до уникальных месторождения железных руд высокого качества.

Геофизические критерии занимают особое место среди критериев прогнозирования и оценки рудоносных площадей и железорудных объектов всех уровней и рангов.

Данные геофизических наблюдений и измерений позволяют выявлять и прослеживать многие рудоконтролирующие геологические факторы непосредственно на местности и не только на поверхности, но и в объеме на глубину прогнозируемых территорий.

Кроме того, в силу специфики физических свойств железных руд, данные таких геофизических методов как магнитометрия, гравиметрия, частично электроразведка, могут выступать в роли прямых признаков, указывающих на участки локализации железорудных месторождений, особенно крупных и уникальных.

Геофизические критерии прогнозирования и поисков, исходя из характера заложенной в них информации, могут быть качественными и количественными.

В роли качественных геофизических критериев прогнозирования выступают такие признаки (или сочетания признаков) наблюдаемых геофизических полей или полей их трансформант, которые либо непосредственно указывают на участки локализации промышленно значимого оруденения (прямые локальные прогнозно-поисковые геофизические признаки) (см. табл. 1.3), либо фиксируют многие из перечисленных выше геологических рудоконтролирующих факторов, способствуя их выявлению на местности (косвенные прогнозно-поисковые геофизические признаки).

К косвенным признакам относятся картины гравимагнитных полей, наблюдаемые над рудными объектами, специфика которых отображает структурно-тектонические и структурно-вещественные особенности строения изучаемой территории, а также условия залегания самих железорудных месторождений. В зависимости от принадлежности месторождений к различным рудным формациям и типам, наблюдаемые над ними геофизические поля характеризуются большим морфоструктурным разнообразием, разными уровнями напряженности аномальных полей в целом, различной интенсивностью локальных аномалий, их формой и размерами.

В роли количественных геофизических критериев выступают значения различных оценочных параметров прогнозируемых объектов (таких как общий объем, мощности, глубины залегания рудных тел и т.п.), получаемые в результате количественной интерпретации данных геофизических съемок различными методами решения обратной задачи геофизики [3, 13, 16, 35, 37].

1.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов

1.5.1. Металлогенические зоны, рудные районы – площади прогноза и оценки ресурсов категории P_3

На стадии регионального геологического изучения территории Российской Федерации выделение перспективных площадей проводится на основе формационного анализа. На этой стадии выявляются металлогенические провинции, потенциальные железорудные металлогенические зоны (области) и рудные районы, приуроченные к перспективным геологическим структурам, и проводится оценка их прогнозных ресурсов по категории P_3 [12, 19, 22, 29, 31].

Основными критериями прогнозирования на этой стадии являются:

- для объектов железистых кварцитов - геоструктурный формационный, стратиграфический (на уровне серии), метаморфический, геофизический,

- для объектов железных руд белгородского типа - климатический и временной факторы, палеогеоморфологическая обстановка, формационный фактор, выражающийся в наличии крупных по площади выходов на дневную поверхность материнских железоносных пород железисто-кремнистых формаций в период латеритного корообразования, по которым происходит формирование богатых железных руд, геофизический,

Таблица 1.3

Прогнозно-поисковые критерии и признаки крупномасштабных месторождений железных руд высокого качества

Рудоконтролирующие факторы и признаки их проявления	Рудные формации, железоносные геологические формации, геолого-промышленные типы руд						
	Магнетитовых кварцитов			Мартитовых и гематит-мартитовых богатых руд		Магнетитовых скарновых руд	
	Железисто-кремнисто-сланцевая	Железисто-кремнисто-лептито-метабазитовая (гнейсовая)	Железисто-кремнисто-сланцевая (углеродистая)	Кора выветривания площадная железисто-кремнисто-сланцевых и железисто-кремнисто-сланцево-карбонатных формаций	Кора выветривания глубинная железисто-кремнисто-сланцевых формаций	Скаполит-скарново-магнетитовая	Скарново-водносиликатно-магнетитовая
	лебединский	оленегорский	костомукшский	белгородский	саксаганский	кустанайский	кондомский
1	2	3	4	5	6	7	8
Геохронологический	PR_1	AR_{1-2}	AR_2	$PZ(D_2-C_1)$	PZ-MZ	PZ	PZ
Стратиграфический	Курская серия, коробковская свита	Кольская серия, средняя толща	Гимольская серия, костомукшская свита	Курская, оскольская серии	Криворожская серия	Соколовская свита каменноугольной системы	Мундыбашская свита среднего кембрия
Формационный	Метаморфизованная хемогенно-осадочная железисто-кремнисто-сланцевая формация	Метаморфизованная вулканогенно-осадочная железисто-кремнисто-гнейсовая формация	Метаморфизованная вулканогенно-осадочная железисто-кремнисто-сланцевая формация	Площадные коры выветривания железистых кварцитов первичных железорудных формаций	Линейные коры выветривания железистых кварцитов	Ассоциация карбонатно-терригенной и андезит-базальтовой или трахиандезит- базальтовой формаций	
Палеотектонический (периода рудообразования)	Перикратонные участки миогеосинклиналей с периодическим ритмическим колебанием дна бассейна	Линейные прогибы на удалении от разломов, преобладающее опускание с периодическим колебанием дна бассейна; эвгеосинклинальные условия, раннепротогеосинклинальные стадии	Линейные прогибы, опускание с периодическим колебанием дна бассейна Эви миогеосинклинальные условия	Платформы, пенеплен в прибортовых частях авлакогенов, прогибов; зон разломов, трещиноватости	Зоны краевых прогибов и глубинных разломов	Вторичные эвгеосинклинали (наложенные вулканогенные пояса, прогибы), сформированные в орогенную стадию развития складчатых областей на жестком основании в зонах оперяющих разломов глубинного заложения, ограничивающих или определяющих их троговую часть	
				Стыки крупных геотектонических структур различного знака			
Структурно-тектонический	Складчатые зоны линейного типа, крылья и замки крупных синклинальных структур	Мигматит-кристалло-сланцевое обрамление гранитогнейсовых купольных поднятий, узкие линейно-складчатые полосы вдоль разломов	Линейно-складчатые зоны, ограничивающие крупные блоки земной коры	Сложноскладчатые поля, ядра замков и крыльев крупных структур, зоны разломов и трещиноватости на участках развития железистых кварцитов	Зоны разломов и трещиноватости среди окисленных железистых кварцитов	Структуры II и III порядков орогенных поясов: вулканогенные грабенсинклинали, вулканогенно-тектонические и вулканогенно-плутонические структуры центрального типа	
Структурно-морфологический	Ядра узких, срезанных синклинальных складок, крылья, переклинальные перегибы и замковые части крупных синклинальных структур	Сжатые синклинали и моноклинали с субвертикальным падением пород, иногда осложненные флексурными перегибами		Площадные коры выветривания реже линейного типа Плащеобразные залежи	Столбо-, линзо-, пласто- и гнездообразные залежи обычно крутопадающие	Стратиформные пласты, сложные линзы, гнезда, штоки, жилы в зоне смены существенно вулканогенных литофаций вулканогенно-осадочными с частым переслаиванием известняков и вулканитов	

Продолжение табл. 1.3.

1	2	3	4	5	6	7	8
Метаморфический (фации регионального метаморфизма)	Зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, контактовый метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой ступени	Амфиболитовая, реже гранулитовая, контактовый метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой ступени	Зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая контактовый метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой ступени			Контактовый метаморфизм, метасоматоз, скарнирование	
Метасоматический	Щелочной метасоматоз ареального и зонального типов с появлением рибекита, кроссита, эгирина, эгирин-диопсида			Карбонатизация, хлоритизация, окварцевание лежачего и висячего боков залежей		Интенсивная синрудная скаполитизация, калишпатизация, альбитизация и пострудная карбонатизация	
Магматический	Послойные ультраосновные образования (карбонатно-биотитовые породы), пострудные дайки и мелкие интрузии основного, среднего и кислого составов	Послойные интрузивные образования основного состава (амфиболиты) и гранитоиды, пострудные дайки диабазов и габбро-диабазов, жилы гранитов	Послойные интрузивные образования основного состава (амфиболиты) и гранитоиды, пострудные дайки метагаббро-диабазов, жилы гранитов, пегматитов			Наличие базальтоидных вулканогенно-плутонических ассоциаций: габбро-диоритовой, трахито-габбро-сиенитовой, плагиогранитовой, трахиандезитовой повышенной щелочности в крупных вулканогенно- тектонических структурах	
						Интрузивные образования габбро-сиенитового комплекса	Гипабиссальные массивы габбро, габбро-диоритов, диорит-сиенитов, кварцевых диоритов, гранитов, а так же апофизы и дайки
Фациально-литологический	Переслаивание железистых кварцитов со сланцами, филлитовидными алевролитами, малорудными кварцитами	Чередование железистых кварцитов с гнейсами (слюдяными, гранат-биотитовыми, биотит-амфиболовыми) и амфиболитами	Чередование железистых кварцитов с углеродистыми, слюдяными, амфибол-слюдяными сланцами и амфиболитами	Окисленные и выветрелые железисто-кремнисто-сланцевые породы	Окисленные железистые кварциты и сланцы	Скарнированные и гидротермально-измененные вулканогенно-плутонические комплексы известково-щелочной серии эксплозивного ряда. Пачки переслаивающихся туфов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, известняков в толще грубообломочных туфов и туффитов смешанного состава, среднеобломочных туфов трахитовых порфиритов и альбитофиров, лавобрекчий, андезитовых, трахи-андезит-базальтовых, андезитовых, андезит-базальтовых порфиритов	
Сохранность	Минимальная величина эрозионного среза рудных залежей			Быстрое захоронение руд после их формирования, без размыва и последующего переотложения		Незначительная величина эрозионного среза рудовмещающих структур, большая мощность вмещающих вулканогенно-осадочных образований	

Продолжение табл. 1.3

1	2	3	4	5	6	7	8
Минералогический Минералы руд: 1. Главные	Магнетит	Магнетит	Магнетит	Мартит, гематит	Мартит, гематит	Магнетит	Магнетит
2. Второстепенные	Гематит, сидерит, сульфиды; куммингтонит, актинолит, тальк, щелочные амфиболы, эгирин	Гематит, пирит, пирротин; клинопироксен, амфиболы, биотит, гранат, хлорит, карбонаты	Гематит, пирит, пирротин; пироксены, амфиболы, биотит, хлорит, карбонаты	Гётит, гидрогётит, гидрогематит, магнетит, сидерит, пирит, марказит	Магнетит, гидрогематит, сидерит, пирит, пирротин	Пирит, мушкетовит, пирротин, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, амфиболы, пироксены, гранат, скаполит, карбонаты	Мартит, пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, мушкетовит, пироксены, гранат, амфиболы, эпидот, скаполит, карбонаты
Геофизический 1. Картина гравимагнитных полей над рудными полями месторождений	Мощные по размерам и интенсивности, протяженностью на десятки километров линейные зоны аномалий магнитного и гравитационного полей на фоне слабо возмущенных региональных составляющих; рисунок аномалий простой	Значительные по протяженности и интенсивности линейные, линейно-изогнутые зоны гравимагнитных аномалий с более усложненной морфоструктурой аномальных гравимагнитных полей на спокойном региональном фоне		Мощные по размерам и интенсивности, протяженностью на десятки километров линейные зоны аномалий магнитного и гравитационного полей на фоне слабо возмущенных региональных составляющих; рисунок аномалий простой	Региональный рисунок гравимагнитных полей аналогичен лебединскому ГПТ с локальными понижениями их напряженности, особенно магнитного поля, в зонах интенсивной мартитизации пластов железистых кварцитов; степень снижения напряженности полей пропорциональна глубине зон мартитизации, т.е. зависит от вертикальной мощности мартитизированных пород	Концентрически зональное строение геофизических полей в виде кольцевых или дугообразных цепочек положительных магнитных и гравитационных аномалий по периферии структур и локальных относительных минимумов – в центре; наиболее интенсивные и крупные положительные аномалии обрамления соответствуют вулканическим аппаратам с промышленным магнетитовым оруденением.	
2. Локальные признаки гравимагнитных аномалий:	Положительные	Положительные		Положительные		Положительные	
интенсивность ΔT(ΔZ), тыс. нТл	30-170	25-100		10-80		3-50 и более	
Δ g, мГл	3,5-9	0,3-0,8		4-9		0,5-4 и более	
площадь, кв.км	2,5-15	0,02-0,4		3,5-5		3-12	
форма	Линейная, эллипсовидно- вытянутая с простым рисунком изолиний, редко изометрическая с усложненной морфоструктурой полей	Линейно вытянутая, дуго- и серпообразная с усложненным рисунком изолиний		От ленточидной, эллипсовидно-вытянутой до произвольно-изометрической		Изменчивая, от простой округлой, эллипсовидной до замысловато-усложненной	
горизонтальные градиенты	Средние до высоких	Высокие до резких		Средние до высоких		Средние до высоких	

- для объектов магнетитовых руд скарново-магнетитовой формации - геотектонический, магматический, стратиграфический, геоструктурный, геофизический.

Все необходимые критерии для мелкомасштабных прогнозно-металлогенических построений м-ба 1:1000000, 1:500 000 и мельче могут быть установлены из анализа имеющихся геологических, тектонических, геофизических карт кристаллического фундамента, карт метаморфических и магматических формаций и карт осадочного чехла (при мощности его более 10 м) м-ба 1:1000000- 1:500 000 и крупнее с учетом результатов картировочного и опорного бурения, гелиевой съемки и др.

Площади развития рудных формаций во всех генотипах выделяются по геофизическим данным (картам КРТ), вещественному и литолого-петрографическому составу, геохимическим ореолам и пр.

Кроме перечисленных косвенных признаков в пределах распространения рудных формаций могут быть выявлены и прямые признаки, указывающие на присутствие железных руд в естественных обнажениях, их элювиальных и делювиальных свалах, вскрытых горными выработками или скважинами.

Полученные данные обобщаются путем составления на структурно-формационной основе мелкомасштабных (1:1000000-1:500000) и среднемасштабных (1:200000-1:100000) карт прогноза на железные руды. На картах с учетом генотипа (протогеосинклинальный, геосинклинальный, платформенный) выделяются металлогенические зоны. В границах развития рудоносных геоформаций, выделяются перспективные площади развития рудных формаций, а в их пределах оконтуриваются потенциальные рудные зоны и районы, перспективные на железные руды.

При мелкомасштабных прогнозно-металлогенических работах может быть оценен только общий прогнозный потенциал изучаемых территорий, который представлен потенциальными ресурсами и прогнозными ресурсами категории P_3.

К потенциальным ресурсам железных руд следует относить ресурсы, которые не могут по тем или иным причинам использоваться промышленностью в ближайшей перспективе. Такими причинами являются небольшие ресурсы, большие глубины, трудная обогатимость (гематитовые руды, окисленные железистые кварциты), низкое содержание железа в рудах, сложные инженерно-геологические условия отработки, отсутствие экономичной технологической схемы обогащения и переработки руд, большая удаленность от горно-промышленных центров при неразвитой структуре района, неблагоприятные климатические и географические условия размещения железорудных объектов, отрицательные технико-экономические условия освоения месторождений. В дальнейшем, при изменении геолого-экономической конъюнктуры, создании новых технологий обогащения и переработки руд и т.д., потенциальные ресурсы могут быть переведены в прогнозные.

При оценке прогнозных ресурсов категории P_3 металлогенических зон должна быть произведена разбраковка всей ее площади, выделены рудные районы и рудные зоны и разделяющие их безрудные площади.

Факторы - критерии разбраковки площадей на данной стадии указаны выше, главными из которых являются формационный и геофизические.

Наиболее достоверно на этом этапе прогнозные ресурсы P_3 могут быть определены для районов развития железистых кварцитов железисто-кремнисто-сланцевой формации.

Оценка прогнозных ресурсов железных руд категории P_3 в пределах металлогенических зон, рудных районов и узлов производится в геологических контурах одним или несколькими способами (методами) оценки прогнозных ресурсов, описание которых приведено в подразделе 1.5.5.

Ожидаемое качество прогнозируемых ресурсов определяется по аналогии с разведанными месторождениями оцениваемого формационного типа.

Прогнозные ресурсы категории P_3 должны отвечать своему целевому назначению - служить обоснованием для планирования средне- и крупномасштабных съемок (1:200000, 1:100000 и в дальнейшем 1:50000-1:25000), поисковых работ на перспективных объектах и оценки их прогнозных ресурсов по категории P_2 в пределах рудных узлов и полей (рудных зон) [12, 19, 20, 29].

Геолого-промышленный и формационный типы месторождений (см. табл.1.1), количество и качество прогнозных ресурсов - основные критерии, определяющие перспективность площади на данной стадии работ.

1.5.2. Рудные узлы и поля (рудные зоны) – площади прогноза и оценки ресурсов кат. P_3 и P_2

Выделяются и изучаются на стадии региональных геологических работ при среднемасштабных (1:200000- 1:100000) прогнозно-металлогенических исследованиях, проводимых в пределах выделенных ранее металлогенических зон и рудных районов [19, 29].

В качестве ведущих геологических критериев прогнозирования выступают:

- для объектов железистых кварцитов - формационный, литолого-стратиграфический (на уровне свиты), метаморфический, магматический, структурно-тектонический,
- для объектов богатых железных руд белгородского типа - геотектоническая позиция района, палеогеоморфологическая обстановка, фактор наличия крупных по площади выходов на поверхность железистых пород в период латеритного корообразования; структурный критерий (фактор), фактор вещественного состава и степени метаморфизма материнских пород, стратиграфический и литологический критерии, фациальный фактор на уровне железорудной формации,
- для объектов магнетитовых руд - геоструктурные, вулкано-тектонические, вулкано-плутонические, стратиграфические критерии.

Для объектов всех рассматриваемых типов железных руд одним из основных критериев являются региональные прогнозно-поисковые признаки и оценочные геофизические критерии.

Методология проведения среднемасштабных работ мало отличается от методологии работ мелкомасштабных, охарактеризованных выше. Укрупняются лишь масштабы базисных исследований и материалов.

Все критерии для прогнозно-металлогенических построений масштаба 1:200000-1:100000 при выделении и оценке рудных узлов, полей и крупных (весьма крупных) месторождений. могут быть установлены из анализа геологических карт масштаба 1:200000 - 1: 100000, карт районирования геофизических (магнитных, гравитационных , КРТ) полей масштаба 1:200000-1:50000; результатов комплексных измерений Δg, ΔZ (ΔT), H^a_z ($\chi_{эф.}$) по опорным профилям, включая данные повысотных измерений магнитного поля минимум на 3^x уровнях, мелко- и среднемасштабных сейсморазведочных работ, петрофизических и геофизических исследований в скважинах (ГИС); геолого-геофизических разрезов, отстроенных с опорой на данные картировочного и структурно-поискового бурения.

При региональных прогнозно-металлогенических исследованиях масштаба 1:200000 оцениваются прогнозные ресурсы категории P_3 и P_2. Оценка производится в пределах геологического контура рудного узла, поля, крупных и весьма крупных месторождений железистых кварцитов, в основном, по геофизическим данным с учетом результатов геологического изучения объектов, прогнозируемых формационных и геолого-промышленных типов, с проходкой единичных горных выработок (скважин) в эпицентрах перспективных аномалий, а также сравнением с эталонными объектами. Методы оценки прогнозных ресурсов приведены в таблице 1.4 подраздела 1.5.5.

По результатам прогнозно-металлогенических исследований составляется прогнозная карта масштаба 1:200 000 (1:100 000) на структурно-формационной основе.

1.5.3. Рудные узлы, рудные поля (рудные зоны), крупные месторождения – площади прогноза и оценки ресурсов кат. P_2 и P_1

При крупномасштабных прогнозно-минерагенических и поисковых работах м-ба 1:50000 (1:25000) объектом исследований служат рудный узел, рудное поле и месторождение, а в качестве основных критериев прогноза выступают:

- для месторождений железистых кварцитов – формационный и литолого-стратиграфический критерии на уровне свит (подсвит), позволяющие более обоснованно прогнозировать крупные и весьма крупные месторождения, метаморфический и минералогический критерии и метасоматический признак, предопределяющие качество руд, фациальный фактор на уровне железорудной свиты, коэффициент рудоносности, структурно-тектонический признак, определяющий пространственное расположение продуктивных комплексов, структурно-морфологический критерий, определяющий локализацию крупных, весьма крупных и уникальных месторождений, приуроченных к массивам и узлам железисто-кремнистых образований,

- для месторождений богатых железных руд – структурный и литологический факторы, определяющие размеры месторождений, фациальные критерии на уровне рудной свиты, определяющие степень однородности залежей богатых железных руд; эпигенетический фактор, влияющий на качество руд, минералогический критерий, определяющий минеральный состав руд, палеогеоморфологическая обстановка и относительно быстрое захоронение руд после их формирования,

- для месторождений магнетитовых руд скарново-магнетитовых формаций – геоструктурный фактор, вулкано-тектонические и вулкано-плутонические, тектоно-магматические, литолого-фациальный и минералого-метасоматический критерии,

- для всех рассматриваемых типов месторождений железных руд - геофизические прогнозно-поисковые признаки и оценочные геофизические критерии.

При крупномасштабных прогнозно-минерагенических исследованиях на стадии регионального крупномасштабного (м-б 1:50000) геологического изучения недр и прогнозирования полезных ископаемых объектом выделения и исследования, как указано выше, являются структуры локализации (рудные поля и рудные зоны), а иногда непосредственно локальные объекты концентрации железооруденения (потенциальные месторождения) и оценка их ресурсов категорий P_2 (иногда P_1). Для этого используются карты гравимагнитных съемок м-ба 1:50000 - 1:10000, аэромагнитных (или наземных) – м-ба 1:25000 - 1:10000, результаты высокоточных измерений ΔZ, Δg по интерпретационным профилям, повысотных профильных съемок на нескольких уровнях, сейсморазведочных работ по опорным профилям; электроразведочных (ВЭЗ, НП, МИП и др.), результаты геологической съёмки кристаллического фундамента м-ба 1:50000-1:25000, при наличии чехла мощностью более 100 м - геологической съёмки м-ба 1:100000-1:50000, структурного бурения по опорным профилям, поискового бурения на перспективных объектах, результаты ГИС, а также физико-геологические модели прогнозируемых объектов по отдельным профилям, в том числе по опорным с бурением.

Все необходимые критерии для крупномасштабного и локального прогнозирования крупных и весьма крупных месторождений и высококачественных руд устанавливаются из анализа материалов предыдущих исследований (по мелко- и среднемасштабному прогнозированию), но в основном - из материалов, полученных в результате ГСР - 50, поисковых и оценочных работ исследуемой площади:

-геологической карты м-ба 1:50 000 (1:25000 - 1:10000), структурно-фациальной карты уровня локализации оруденения, карты рельефа (погребенной поверхности) кристаллического фундамента, карт интерпретации геофизических и геохимических материалов,

- геолого-геофизических разрезов по системе интерпретационных профилей, отражающих специфику строения прогнозной площади, проходящих через эпицентры аномалий,

- объёмных физико-геологических моделей.

Последовательно примененный комплекс прогнозных критериев позволяет судить о месте локализации прогнозного объекта, оценить, с той или иной точностью, прогнозные ресурсы и качество руд.

Оценка прогнозных ресурсов при крупномасштабных и локальных исследованиях проводится по категориям P_2 (и P_1) в основном по гравимагнитным данным, а также по благоприятным комплексам вмещающих пород, тектоническим структурам и др.; методы оценки ресурсов см. в подразделе 1.5.5.

Качество руд определяется по аналогии с эталонными объектами с учетом результатов изучения вещественного состава руд, полученных в процессе выполняемого этапа работ, и по геофизическим данным [3, 16, 30].

На основе геологических, геофизических и геохимических карт и разрезов, полученных при крупномасштабных прогнозно-минерагенических и поисковых работах, составляется прогнозная карта м-ба 1:50000-1:25000, на которой прогнозируются перспективные участки для выявления месторождений, производится категоризация прогнозных ресурсов в соответствии с существующими требованиями, выделяются площади (объекты) первоочередных работ. Подсчитываются прогнозные ресурсы категории P_2, на отдельных более детально изученных участках – по категории P_1 и учитывается остаток ресурсов категории P_3.

Величина прогнозных ресурсов категории P_2 (и P_3) служит обоснованием для постановки поисковых работ на перспективных объектах, а также для оценки состояния и прогноза изменения геологической среды.

1.5.4. Оценка прогнозных ресурсов категории P_1

Оценка прогнозных ресурсов категории P_1 проводится на стадии поисковых, оценочных и разведочных работ. Работы поисковой стадии могут проводиться самостоятельно или совмещаться с работами оценочной стадии в рамках одного лицензионного соглашения. На условиях предпринимательского риска по лицензионному соглашению поисковые и оценочные работы могут совмещаться также с разведкой и освоением месторождения.

В процессе поисковых работ оценка прогнозных ресурсов категории P_1 проводится в пределах рудного района, рудной зоны, рудного узла и рудного поля с оцененными прогнозными ресурсами категорий P_3 и P_2. Ведется она на новых или недостаточно изученных площадях перспективных с целью выявления потенциальных месторождений железных руд и определения степени их перспективности для дальнейшего изучения, а также на ранее опоискованных площадях. Работы на ранее опоискованных площадях проводятся при условии изменения представлений о геологическом строении и рудоносности этих площадей, изменения конъюнктуры железорудного сырья, увеличения глубинности исследований или внедрения современных более эффективных технологий поисковых работ и обработки результатов, а также на площадях распространения техногенных образований.

Для выявления ресурсов категории P_1 на исследуемой площади увеличивается объем буровых и горнопроходческих работ, расширяется комплекс геофизических исследований (наземная магниторазведка, гравиразведка, электроразведка, ГИС) и геохимических методов, увеличиваются объемы опробования с целью минералогического изучения железных руд и определения их технологических свойств (на лабораторных пробах), устанавливается промышленная значимость железооруденения. Полученные при поисковых работах данные должны позволить установить формационный и геолого-промышленный типы рудопроявления, оконтурить их в плане, обосновать распространение руд на глубину, провести количественную оценку ресурсов.

По материалам поисковых работ составляются геологические, геофизические и геохимические карты опоискованных участков в соответствующих масштабах (1:50000 – 1:10000) и геолого-геофизические разрезы к ним, отражающие геологическое строение, закономерности размещения продуктивных горизонтов, толщ.

С помощью графических материалов (карты, разрезы) на структурно-формационной основе составляется прогнозная карта м-ба (1:50000 – 1:10000), обосновывается прогнозная оценка объектов, подсчитываются прогнозные ресурсы категорий P_2 и P_1. Подготавливаются необходимые данные для составления ТЭС на оценку выявленных объектов на основе укрупненных показателей [15]. При положительных результатах обосновывается целесообразность и очередность дальнейших оценочных работ.

При **оценочных работах** подсчет ресурсов **категории P_1** и запасов категории C_2 и C_1 производится на объектах, где имеются данные прогнозных ресурсов железных руд категорий P_2 и P_1 [29]. В процессе работ проводится геологическое изучение и геолого-экономическая оценка проявлений и месторождений, отбраковка проявлений, не представляющих промышленной ценности.

Для оконтуривания площади и изучения геолого-структурных особенностей потенциально промышленного месторождения проводится геологическая съемка и составляется геологическая карта м-ба 1:25000-1:10000 для крупных месторождений (железистых кварцитов, титаномагнетитовых руд) и м-ба 1:5000-1:1000 - для сложных и небольших месторождений (скарново-магнетитовых, бурожелезняковых руд). Геологическая съемка сопровождается детальными минералого-петрографическими, геофизическими и геохимическими исследованиями. На этой стадии геологоразведочных работ добавляется значительная информация о геологическом строении рудного поля месторождения и отдельных рудных тел, полученная в результате бурения скважин и проведения комплекса наземных геофизических исследований (магниторазведки и гравиразведки, различных методов электроразведки) и ГИС, о формационном типе рудопроявления, о вещественном составе, качестве и обогатимости руд и др. Эти данные позволяют установить геолого-промышленный и формационный типы рудопроявления, оконтурить его в плане, обосновать распространение руд на глубину, произвести количественную оценку ресурсов [10, 12, 13, 18, 35].

При **разведочных работах** прогнозные ресурсы **категории P_1** определяются на флангах месторождений (за контурами запасов категории C_2) и глубоких горизонтах, за счет которых могут быть расширены перспективы эксплуатируемых или разведуемых месторождений.

Для оценки прогнозных ресурсов категории P_1 с учетом геофизических данных необходимо иметь данные наземной магнитометрической, а в случае наличия немагнитных и слабомагнитных руд также и гравиметрической съемки м-ба 1:25000-1:10000 с расчетными профилями по опорным разрезам и через эпицентры аномалий, а также результаты изучения магнитных и плотностных свойств пород и руд по образцам и керну скважин.

По всем расчетным профилям и опорным разрезам необходимо провести количественную интерпретацию с определением геометрических параметров рудных тел и вычислением теоретического поля (по данным известного геологического разреза) с наделением всех разновидностей пород и руд физическими свойствами. Анализ результатов решения прямой и обратной задач по наземным и скважинным измерениям позволит выявить несоответствие имеющихся вариантов разрезов наблюдаемым потенциальным (магнитному и гравитационному полям) и локализовать дополнительные массы.

Для оценки прогнозных ресурсов в данном случае рекомендуется провести вычисление общих ресурсов магнетитовых руд по данным наземной магнитометрии м-ба 1:25000-1:10000 интегральными методами через отношение магнитного момента к интенсивности намагниченности (Д.С. Миков, А.А. Попова, И.Д. Савинский и др.) и через геометрические параметры, полученные в результате количественной интерпретации наземных кривых Za и Δg и данных ГИС [21,27,30,35] (табл. 1.4). При этом мощность тел принимается с учетом коэффициента рудоносности, выведенного по разведанной части месторождения (или на месторождениях с аналогичной геологической обстановкой). Длину залежи рекомендуется определять соотношением $\delta z/\delta y$ или считать равной 0.5 максимальной длины аномалии и с учетом пережимов в изолиниях. По падению рудной залежи ресурсы учитываются либо в пределах возможной глубины промышленной отработки, либо до нижней кромки для сопоставления с общими ресурсами, определенными интегральными методами.

По опорным профилям отстраиваются варианты геолого-геофизических разрезов, удовлетворяющих всей совокупности данных, составляется обобщенная геолого-геофизическая модель изученного объекта (рудного поля, месторождения, залежи), что делает оценку прогнозных ресурсов данной категории более достоверной. Количество и качество прогнозных ресурсов категории P_1 должны явиться надежной основой при обосновании пообъектного планирования прироста запасов категории C_2 и C_1 и постановке разведки месторождения. Выбор участка для постановки разведки необходимо производить по результатам технико-экономического обоснования (ТЭО) перспектив выявленного месторождения железных руд [13, 18, 29].

1.5.5. Методы оценки прогнозных ресурсов железных руд

Оценка прогнозных ресурсов железных руд выполняется на основе геологических, геофизических, петрофизических и других данных об объектах прогноза и может носить либо качественный (количественно-качественный), либо количественный характер в зависимости от того, какими методами эта оценка осуществляется, насколько формализована процедура подсчета прогнозных ресурсов и насколько обоснована точность получаемых результатов (см. табл. 1.4) [1,3, 13, 16, 17, 27, 30, 33, 35].

К качественным относятся так называемые экспертные методы оценки ресурсов. В случае нестандартных ситуаций, отсутствия эталонных объектов, ограниченного объёма информации об объектах прогноза, её разнородном характере, исключающем применение объективных и формализованных методов оценки, ресурсы могут оцениваться путем индивидуальной или групповой экспертизы (см. табл. 1.4, методы группы 1). Экспертными методами оцениваются прогнозные ресурсы любых категорий.

В тех случаях, когда степень изученности прогнозируемых объектов невелика, но точно известно, к какому геолого-промышленному типу они относятся, и имеется хотя бы один эталонный объект данного типа с разведанными запасами, прогнозные ресурсы таких объектов можно оценить на качественно-количественном уровне по методу аналогий; при этом сопоставление прогнозируемых и эталонных объектов может осуществляться как по непосредственно измеряемым геометрическим параметрам объектов (таким как площади или объёмы железорудной формации в объектах), так и по геофизическим параметрам (таким как интенсивность и площади магнитных аномалий от сопоставляемых объектов) (см. табл.1.4, методы группы 4.1); оцениваются прогнозные ресурсы всех категорий.

При ещё более низкой степени изученности прогнозируемых объектов и отсутствии информации о том, к какому конкретному типу они относятся, применяются косвенные методы количественной оценки прогнозных ресурсов, к которым относятся методы моделирования и методы классификации (распознавания образов) [3, 27, 33], (табл. 1.4, методы группы 4.2.).

В основе методов – статистически устанавливаемые корреляционные соотношения между прогнозными ресурсами рудных объектов и совокупностью признаков их характеризующих.

Для подсчёта прогнозных ресурсов методом моделирования используется соотношение, которое определяет вклад каждого значимого признака, характеризующего облик прогнозируемого объекта, в величину ресурсов полезного ископаемого.

Основная формула имеет вид:

$$F(Q) = b_o + \sum_{i=1}^{n} b_i X_i + \sum_{i,j=1}^{n} b_{ij} X_i X_j + \ldots \text{, где} \qquad (1.1)$$

F(Q) - критерий цели, равный в нашем случае прогнозным ресурсам,

b_o, b_i, b_{ij} - эмпирические коэффициенты модели,

X_i, X_j - численное значение i - го и j - го признаков объекта прогноза,

n - число признаков, входящих в состав модели.

Основная формула подсчета прогнозных ресурсов методом классификации (распознавания образов) имеет вид:

$Q_{Xi} = Q_i$, где (1.2)

Q_{Xi} - прогнозные ресурсы объекта, отнесенного в результате классификации к i -му классу,

Q_i - средние ресурсы месторождений, принадлежащих i – му классу.

В тех случаях, когда удается измерить или хотя бы предположительно установить значения основных параметров прогнозируемого оруденения, оценка ресурсов и даже запасов категорий $C_2 - C_1$ может производится по формуле

$Q_п = C_п d\ V^1$, где $V^1 = \{ L, S, H, V \}$ - измеренные или предполагаемые параметры оцениваемого объекта. (см. табл. 1.4, методы группы 2).

Чаще всего количественное прогнозирование ресурсов железных руд осуществляется по данным геофизических методов, которые особенно эффективны при поисках и оценке прогнозных объектов магнетитовых руд.

При прогнозировании по геофизическим данным возможны два подхода к оценке прогнозных ресурсов: без предварительной геометризации объема прогнозируемого рудного объекта (а) и с геометризацией последнего (б) (см. табл.1.4, методы группы 3) [3,13,16,27,35].

В первом случае по данным магнитных и гравиметрических съёмок соответствующего стадии прогнозирования масштаба методами решения обратной задачи гравимагниторазведки вычисляются интегральные характеристики прогнозных объектов, такие как суммарный магнитный момент (M) или избыточная масса (m), а также глубина до центра (h_c) и глубина залегания верхней границы (h_b) возмущающих объектов, на основании которых затем рассчитываются ресурсы прогнозных объектов по формулам, приведенным в табл. 1.4 (методы группы 3а) [35].

Другой подход к оценке прогнозных ресурсов, основанный на методе подбора (формирования) аномального объема (V) рудного объекта, состоит в том, что по результатам количественной интерпретации данных геофизических измерений с опорой на данные бурения и других геологических исследований определяются различные геометрические параметры прогнозных объектов (такие как горизонтальная и вертикальная мощность, размеры по простиранию, примерная форма и углы падения рудных масс и др.), на базе которых затем формируется аномальный объём (V) объекта, с последующим его уточнением в процессе математического моделирования геофизических полей (см. табл. 1.4, методы групп $3_б$ и 4.3).

Прогнозные ресурсы затем вычисляются по формуле:

$$Q_п = K_р \sigma_р V, \text{ где}$$

$K_р$ -коэффициент рудоносности, значение которого выбирается либо по аналогии с изученными месторождениями прогнозируемого геолого-промышленного типа, либо вычисляются путем статистической обработки данных скважинных геологических и геофизических исследований, если таковые имеются к моменту прогнозирования на объекте [30].

Методами групп $3_б$ и 4.3 можно оценивать и прогнозные ресурсы категорий P_2 - P_1, и запасы категории C_2.

В заключение обзора методов качественной и количественной оценок прогнозных ресурсов следует особо подчеркнуть, что независимая проверка результатов прогнозирования различными методами - необходимое условие повышения достоверности их конечной оценки.

Таблица 1.4

Методы оценки ресурсов (запасов) железных руд прогнозируемых объектов

№ п.п.	Методы (вид оценки)	Расчетная формула, алгоритм	Категория ресурсов
1	2	3	4
1.	Экспертные (качественные):		$P_3 - P_1$
1.1.	Индивидуальные	$Q_n = Q_i$	
1.2.	Коллективные	$Q_n = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} Q_i$	
2.	Геологические (количественные) прямого расчета (разрезов и блоков)	$Q_n = C_n dV'$ $V' = \{L, S, H, V\}$	
2.1.	Вертикальных параллельных сечений		$P_3 - P_1$, $C_2 - C_1$
2.2.	Горизонтального сечения		
2.3.	Блоков		
3.	Геофизические (количественные)	а) без предварительной геометризации аномального объёма прогнозируемого объекта: $Q_n = K_z \frac{M}{I_{эф}}\sigma_p$; $Q_n = K_g \frac{m}{\Delta\sigma}\sigma_p$; $Q_n = K_p \frac{M}{2I_M}\sigma_M$;	$P_3 - P_1$
		б) с предварительной геометризацией аномального объёма прогнозируемого объекта: $Q_n = K_p V \sigma_M$, где геометризация аномального объёма V прогнозируемого объекта осуществляется по результатам количественной интерпретации гравимагнитных аномалий и данных электроразведки специальными методами решения обратной задачи геофизики.	$P_2 - P_1$, C_2
4.	Геолого-геофизические:		
4.1.	Аналогий (качественно-количественные)	$Q_n = Q_э \frac{S_n(V_n)}{S_э(V_э)}\lambda_o$; $Q_n = Q_э \frac{(Z_{max}S)_n}{(Z_{max}S)_э}$;	$P_3 - P_1$
4.2.	Моделирования и классификации (косвенно-количественные)	По данным эталонной выборки устанавливается линейная или полиномиальная модель (формула) прогнозных ресурсов, которая, после проверки её качества (правильности) на контрольных объектах, используется для оценки ресурсов прогнозных объектов	$P_3 - P_1$
4.3.	Моделирование (количественные)	Математическое моделирование гравимагнитных полей с построением физико-геологических моделей прогнозных объектов разной степени сложности и детальности	$P_3 - P_1$, C_2

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ 1.4

Qn - прогнозные ресурсы (запасы),
Qi - оценка прогнозных ресурсов, даваемая i - м экспертом,
n - число экспертов,
Qэ - разведанные промышленные запасы эталона,
Sn (Vn), Sэ (Vэ) - площадь (или объем) железорудной формации в оцениваемом объекте и эталоне,
λo - степень геологического сходства эталона и объекта

прогнозирования (поправочный коэффициент),

Cп - среднее промышленное содержание компонента,

d - плотность руд,

V^1 - геометрические параметры оцениваемой территории:
L - длина, S - площадь, H - глубина, V – объём,

$(\Delta Z max\ S)п$ - максимальная интенсивность и площадь магнитной аномалии, соответствующей прогнозному объекту,

$(\Delta Z max\ S)э$ - максимальная интенсивность и площадь магнитной аномалии, соответствующей эталонному объекту,

M (m) - суммарный аномальный магнитный момент (суммарная избыточная гравитационная масса), определяемые по результатам количественной интерпретации данных наземных магнитных (в том числе индуцированных ИПИ) и гравиметрических съёмок,

$I_{эф.}, \Delta\sigma$ - эффективная суммарная намагниченность, избыточная плотность рудных объектов,

$I_м$, $\sigma_м$ - намагниченность, плотность магнетита,

$\sigma_р$ - осредненная плотность рудного объекта

K_z, K_g - поправочные коэффициенты, имеющие смысл коэффициентов рудоносности, использующиеся при оценке ресурсов по гравимагнитным данным, при этом всегда Kz > Kg,

$K_р$ - коэффициент рудоносности.

Исходными базисными материалами для оценки прогнозных ресурсов железорудных месторождений являются комплект карт: геологическая, фактического материала, тектонического районирования, структурно-тектоническая, магнито-, электро- и гравиметрическая, гидрогеологическая, первичных и вторичных ореолов рассеяния, метаморфизма, рудоконтролирующих факторов, а также результаты изучения горных выработок, скважин, естественных обнажений. минералогического, химического, петрофизического, технологического исследования железных руд.

Итоговые материалы по оценке прогнозных ресурсов должны иметь все данные, подтверждающие оценку, и содержать:

1. Комплект карт, выполненных в одном масштабе [14, 22, 29], в который входят:

- геологическая карта,

- карта прогнозной и поисковой изученности, обеспечивающая предварительную разбраковку площадей путем исключения территорий, которые «погашены» ранее выполненными работами, а также учет всех видов ранее проведенных исследований,

- собственно металлогеническая карта,

- карта прогнозных и поисковых критериев и признаков, учитывающая металлогенические факторы, характеристики околорудного пространства, геофизические (магнитные и гравитационные) и геохимические аномалии, выявленные различными методами,

- прогнозная карта на определенный тип оруденения, синтезирующая информацию четырех названных карт с выделением площадей и с характеристикой степени их перспективности. Прогнозные карты (либо накладки на них) должны отражать рекомендации по методам и видам работ, необходимым для реализации выявленного металлогенического потенциала.

2. Кадастр аномалий, рудопроявлений и месторождений железа.

3. Таблицы оценки прогнозных ресурсов по различным категориям и результаты подтверждаемости прогнозных ресурсов при переводе ресурсов из категории P_3 в категорию P_2, из категории P_2 – в P_1, и из категории P_1 – в C_2 и C_1.

4. Объяснительную записку к прогнозной карте на железные руды с указанием результатов количественной оценки прогнозных ресурсов и методов этой оценки.

Результаты количественной оценки прогнозных ресурсов являются основными исходными параметрами, которые позволяют с учетом данных, приведенных в табл. 1.5, произвести предварительную геолого-экономическую оценку промышленной значимости изучаемых рудных объектов и определить степень их перспективности и последовательность проведения на них работ и возможности их лицензирования [18, 19, 23, 28, 29].

Таблица 1.5

Основные параметры известных и прогнозируемых месторождений железа

Геолого-промышленные типы месторождении	Промышленный тип руд	Полезные компоненты и среднее содержание в рудах, %	Запасы отдельных месторождений, млн. т руды	Максимальная глубина отработки, м открытой / подземной	Нижние пределы ресурсов и глубин оценки прогнозируемых объектов (млн т / м)						Средняя мощность пород чехла, м
					категории P_1			категории P_2		кат. P_3	
					Подготавливаемые к эксплуатации	Разведанные и разведываемые	Новые оцененные	В основных районах	В новых районах	В новых районах	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1. Сугамский	Железистые кварциты магнетитовые	$Fe_{общ.}$ 24—28 $Fe_{магн.}$ 10—24	25-100 до 400	300 -	- -	- -	100 -	- -	150 -	- -	25 -
2.Оленегорскии	То же	$Fe_{общ.}$ 20—42 $Fe_{магн.}$ 10—35 $Fe_{карб.}$ 0—8	20 - 60 до 150 - 500	150 мелкие 600 средние 1200	50 1200	50 1000	150 500	200 500	300 500	400 500	50 200
3. Костомукшский	То же	$Fe_{общ.}$ 20—44,5 $Fe_{магн.}$ 10—32 $Fe_{карб.}$ 1—20	15—1400	600 1200	50 1200	200 1200	200 600	250 600	300 600	400 600	100 300
4. Верховцевский	То же	$Fe_{общ.}$ 16—25 $Fe_{магн.}$ 6—19 $Fe_{карб.}$ 0—19	10 - 50 до 450	100 200	10 200	20 200	100 300	100 300	150 300	200 300	25 100
5. Лебединский (скелеватский тип)	То же	$Fe_{общ.}$ 32,5—37,2 $Fe_{магн.}$ 24,5—28 $Fe_{гем.}$ 2—6	200—4000	700 1500 (для КМА 700)	50* 700 30** 1500	500 700 300 1500	1000 700 500 1500	1500 700 300 1500	200 700 500 1000	2500 700 600 1000	225 350 -
6. Михайловскии подтип	Железистые кварциты гематито- магнетитовые	$Fe_{общ.}$ 34—39,2 $Fe_{магн.}$ 19,2—24,6 $Fe_{гем.}$ 8—20	200 - 6500	700 700	100 700	1500 700	1500 700	2000 700	-	-	225 350
7. Яковлевский	То же	$Fe_{общ.}$ 20—36 $Fe_{магн.}$ 7—14 $Fe_{гем.}$ 5—20	до 1500	--- 700	-	500 700	1000 700	1500 700	-	-	225 350
8. Мало-Хинганский	Подтип марганцовистые гематит магнетитовые кварциты	$Fe_{общ.}$ 25—40	160—370 до 700	300 600	-	100 600	300 500	400 500	500 500	1000 500	50 -
9. Веретененский	Окисленные железистые кварциты	$Fe_{общ.}$ 32—45 $Fe_{магн.}$ 1—16	50—3600	600 -	200 -	-	-	-	-	-	-
10. Белгородский	Богатые руды мартитовые гематитовые, гематит-мартитовые, сидерито-мартитовые и др.	$Fe_{общ.}$ 50,2—63,5	30 - 2400	600 1200	-	1200 1200	500 1200	300 1200	750 1200	-	225 800

Продолжение табл. 1.5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
11. Саксаганский	Богатые руды мартитовые гематитовые, сидерито-мартитовые и др.	$Fe_{общ.}$ 52,4—62,4	3,5 - 260	--- 1500-2500	50* 2500 50** 1500	50 2000 50 1500	100 2000 100 1500	50 2500 50 1500	100 2500 100 1500	100 2500 100 1500	100 500 -
12. Алданский	Магнетитовые руды	$Fe_{общ.}$ 30-53	20—1200	300 1200	-	100 1200	100 300	120 300	150 300	200 300	100 150
13 Ангарский	Магномагнетитовые руды	$Fe_{общ}$ 25—55	10 -650	500 - 700 1200	40 1200	40 1200	100 1000	100 800	200 800	250 800	-
14. Кустанайский	Магнетитовые руды	$Fe_{общ.}$ 37 – 54	50—1500	700 2000	100 2000	100 1200	150 1200	150 1200	200 1200	300 1200	225 475
15. Кондомский	То же	$Fe_{общ.}$ 35 – 45	20 - 600	- 1600	20 1600	50 1200	100 1000	150 1000	100 500	150 500	-
16. Тагильский	То же	$Fe_{общ}$ 32 – 54	20—300	400 1200	5 1200	15 1200	50 1200	100 1200	150 1000	200 1000	-
17. Холзунский	Гематито- магнетитовые руды	$Fe_{общ.}$ 24 – 45	50 - 700	- 1000	-	50 1000	100 1000	100 500	150 500	150 500	Открытая отработка
18.Бакальский	Сидеритовые руды	$Fe_{общ.}$ 30—33	2,5- 400	--- 700	50 700	50 500	75 300	75 200	100 200	100 200	- То же
19. Качканарский	Титаномагнетитовые руды	$Fe_{общ}$ 15,6-17,2	до 3000	500 500	100 500	1500 500	1500 500	1500 500	2000 500	2000 500	То же
20. Ковдорский	Апатит-магнетитовые руды	$Fe_{общ.}$ 23 - 33	до 850	500 1200	100 1200	150 1000	200 1000	350 1000	400 1000	500 1000	То же
21. Ангаро-Питский	Красные железняки гематитовые	$Fe_{общ.}$ 35 - 41	до 1000	Добыча открытым способом	-	-	500 500	-	750 500	-	То же
22. Лисаковский	Бурые железняки оолитовые, фосфористые	$Fe_{общ.}$ 36 - 39	до 300	Добыча открытым способом	50 50	-	-	-	-	-	То же
23 Колпашевский	То же	$Fe_{общ.}$ 32 - 41	40 - 350	Добыча открытым способом	50 50	-	-	-	-	-	То же
24. Орско-Халиловский	Бурые железняки легированные железохромоникелевые	$Fe_{общ.}$ 27 - 43	3 - 300	Добыча открытым способом	5 -	-	-	-	-	-	То же
25. Ново-Бакальский	Бурые железняки в коре выветривания сидеритовых залежей	$Fe_{общ.}$ 30 - 40	4 - 38	- 100	5 100	5 100	10 100	10 100	10 100	10 100	То же
26. Сахалинский	Россыпи магнетитовые, титаномагнетитовые	$Fe_{общ.}$		Добыча открытым способом	-	-	10 -		10 - -	-	То же

*Украина; **КМА
+Кривбасс; ++Кременчугский и Белгородский районы

1.6. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений и объектов с высококачественным сырьем

Промышленные скопления железных руд, формирующие разные по масштабам месторождения, известны в 25 основных железоносных геологических формациях. Крупные, весьма крупные и уникальные месторождения установлены в 20, высококачественные руды обнаружены в 11, и только в семи формациях встречаются те и другие объекты (табл. 1.6).

Таблица 1.6

Количественная и качественная характеристика месторождений железных руд

Рудоносная геологическая формация, возраст	Рудная формация	Геолого-промышленный тип	Максимальный масштаб месторождений	Качество руд, содержание Fe в % (общее/магнетитовое)
1	2	3	4	5
Железисто-кремнисто-метабазитовая (гранулито-гнейсовая), AR_1	Магнетитовых кварцитов	Сутамский	Средние	Высокое, 33,9/-
Железисто-кремнисто-лептито-метабазитовая (гнейсовая), AR_{1-2}		Оленегорский	Крупные*	Высокое, 25,8/-
Железисто-кремнисто-сланцевая (углеродистая), AR_2		Костомукшский		Высокое, 31,8/-
Железисто-кремнисто-метабазитовая, AR_2		Верховцевский	Мелкие	Высокое, 29,5/15
Железисто-кремнисто-сланцевая, PR_1		Лебединский	Уникальные*	Высокое, 34,7/>26
	Гематит-магнетитовых кварцитов	Михайловский	Уникальные*	Низкое, 39/<24
Железисто-кремнисто-сланцево-карбонатная, PR_1		Яковлевский	Крупные*	Низкое, 32,1/-
Марганцево-железисто-кремнисто-сланцево-карбонатная, PR_2	Марганцовистых гематит-магнетитовых кварцитов	Малохинганский	Крупные*	Низкое, 33,2/-
Кора выветривания железисто-кремнистых формаций, PR-MZ	Окисленных железистых кварцитов	Веретенинский	Крупные*	Низкое
Кора выветривания площадная железисто-кремнисто-сланцевых и железисто-кремнисто-сланцево-карбонатная формаций, PZ ($D_2 - C_1$)	Мартитовых и гематит-мартитовых богатых руд	Белгородский	Уникальные*	Высокое, 60,6/-
Кора выветривания глубинная железисто-кремнисто-сланцевых формаций, PZ-MZ		Саксаганский	Крупные*	Высокое, 56,8/-
Магнезиально-скарново-магнетитовая (карбонатно-щелочноземельно-железистая), AR_1	Магнетитовая, магнезиальная скарновая	Алданский	Крупные*	Низкое, 37,5/-
Магнезиоферритовая, скарновая, PZ-MZ ($P_2 - T_1$)	Магномагнетитовая, скарновая	Ангарский	Крупные*	Низкое, 33,2/-
Скаполит-скарново-магнетитовая, PZ	Магнетитовая, скарновая	Кусганайский	Весьма крупные*	Высокое, 42,6/-
Скарново-водносиликатно-магнетитовая, PZ		Кондомский	Крупные*	Высокое, 38,3/-
Водносиликатно-скарново-магнетитовая, PZ		Тагильский	Средние	Высокое, 33,9/-
Водносиликатно-гематит-магнетитовая, PZ	Гематит-магнетитовая, скарновая	Холзунский	Крупные*	Низкое, 30,7/-
Сланцево-карбонатная, железоносная, PR_2 - PZ	Сидеритовая	Бакальский	Крупные*	Низкое, 32,2/-
Габброидная, железоносная, PZ	Титаномагнетитовая	Качканарский	Уникальные*	Низкое, 17,1/-
Щелочно-ультраосновная с карбонатитами, железоносная, PZ	Апатит-магнетитовая	Ковдорский	Крупные*	Низкое, 25,3/-
Терригенно-карбонатная, железоносная, PR_2	Красножелезняковая, кремнисто-гематитовая	Ангаро-Питский	Крупные*	Низкое, 38,3/-
Терригенная, глинисто-песчаная, железоносная, MZ	Бурожелезняковая, оолитовая	Лисаковский	Весьма крупные*	Низкое, 47,3/-
Терригенная, глинисто-песчаная карбонатная,железоносная, MZ-KZ		Керченский, Колпашевский	Крупные*	Низкое, 38,4/-
Кора выветривания ультрабазитов. Перидотит-дунитовая, железоносная, MZ	Бурожелезняковая, легированная	Орско-Халиловский	Мелкие	Низкое, 37,9/-
Кора выветривания сидеритов, MZ	Бурожелезняковая	Ново-Бакальский	Средние	Высокое, 39,1/-
Терригенная, песчаная, Q	Магнетитовая, титаномагнетитовая, россыпи	Сахалинский	Мелкие	Низкое

* Формации, формирующие месторождения с общими запасами более 300 млн. т

Крупные и сверхкрупные месторождения с высококачественными рудами приурочены к докембрийским формациям. С ними связаны месторождения высококачественных магнетитовых кварцитов и богатых железных руд кор выветривания. С палеозойскими складчатыми толщами связаны крупные месторождения высококачественных магнетитовых руд скарново-магнетитовой формации.

Необходимым условием того, чтобы сформировалось сверхкрупное железорудное месторождение определенного геолого-промышленного типа, является совмещение во времени и пространстве благоприятных геологических факторов-критериев (табл.1.3), каковыми являются следующие:

Для месторождений железистых кварцитов:

1. **Геотектонический фактор.** Формирование происходит в протогеосинклинальных архейско-протерозойских поясах преимущественно в миогеосинклинальных и реже - в эвгеосинклинальных зонах, приуроченных к щитам и платформам.

2. **Формационный**. Железистые кварциты связаны в основном с осадочными железисто-кремнисто-сланцевыми формациями курской на КМА, криворожской серией протерозоя в Кременчугско-Криворожском районе Украины, реже с вулканогенно-осадочными формациями преимущественно архейскими. Крупные и весьма крупные месторождения железистых кварцитов связаны с метаморфизованными железисто-кремнисто-сланцевыми формациями протерозоя. Формирование их обусловлено наличием в составе формации пластов железистых кварцитов протяженностью до 160 км и более, мощностью от 60 до 500 м, залегающих в складчатых кристаллических толщах щитов и платформ.

В России с ними связаны месторождения железистых кварцитов лебединского и михайловского ГПТ. Они широко развиты в пределах Орловско-Оскольской и Михайловско-Белгородской структурно-формационной металлогенических зон КМА (Курской железорудной провинции) в России и Кременчугско-Криворожской зоне УКЩ Украины. В рудном районе с этими формациями связаны 5-10 крупных и весьма крупных месторождений.

Меньшими перспективами - для выявления крупных месторождений железистых кварцитов обладают архейские железисто-кремнистые формации: железисто-кремнисто-метабазитовая (гранулито-гнейсовая), железисто-кремнисто-лептито-метабазитовая (гнейсовая) и железисто-кремнисто-сланцевая (углеродистая). С первой связаны месторождения магнетитовых кварцитов сутамского, со второй - оленегорского, с третьей костомукшского ГПТ. Эти формации развиты на Балтийском и Алданском щитах, Воронежской антеклизе и к ним приурочены в рудном районе одно-два крупных месторождения, остальные - средние и мелкие.

3. **Литолого-стратиграфический.** Месторождения лебединского и михайловского геолого-промышленных типов входят в состав курской серии КМА и криворожской серии УКЩ. Для этих серий характерно залегание железистых кварцитов в толщах, нижняя часть которых сложена кварцитовидными песчаниками и сланцами, средняя - переслаиванием пачек железистых кварцитов и различных сланцев и верхняя - различными сланцами, нередко углеродистыми. Рудовмещающие и рудные толщи детально стратифицированы: железистые кварциты связаны соответственно с коробковской и саксаганской свитами. В пределах свит они локализованы на двух стратиграфических уровнях - двух железорудных подсвитах, которые разделяются между собой подсвитами слюдяных сланцев. Железорудные подсвиты расчленяются на ряд горизонтов железистых кварцитов, разделенных прослоями сланцев.

Железистые кварциты на месторождениях лебединского ГПТ представлены полосчатыми магнетитовыми и силикатно-(куммингтонит-, тремалит-, актинолит-, роговообманково-, щелочноамфиболово-, слюдисто)-магнетитовыми с подчинёнными гематито-магнетитовыми и силикатно-карбонатно-магнетитовыми разностями. На месторождениях михайловского ГПТ состав железистых кварцитов преимущественно гематито-магнетитовый и магнетито-гематитовый, а подчиненное значение имеют магнетитовые и силикатно- (куммингтонит-, тремолит-, щелочноамфиболово-, слюдисто- и др.) -магнетитовые и карбонатно-силикатно-магнетитовые разности. В зоне окисления они представлены мартитизированными, мартитовыми, гематито-мартитовыми, дисперсно-гематитовыми минеральными типами руд.

Месторождения железистых кварцитов костомукшского ГПТ приурочены к гимольской (БКЩ) и конкско-верховцевской (УКЩ) сериям. Железистые кварциты этих серий залегают в толщах, нижняя часть которых сложена пластами слюдистых и амфиболсодержащих сланцев и песчаников, а в базальной части - с линзами полимиктовых конгломератов, гравелитов, средняя

- переслаиванием пачек железистых кварцитов с филлитовидными углеродсодержащими и ритмично-слюдистыми сульфидсодержащими сланцами; верхняя часть (разрез гимольской серии) представлена ритмично-слоистыми сланцами флишевого типа с гранатом, ставролитом, андалузитом с редкими прослоями кварцево-биотитовых сланцев и гнейсо-сланцев. Железистые кварциты приурочены на БКЩ к костомукшской свите. Железистые кварциты представлены в костомукшской свите в основном полосчатыми силикатно-(грюнерит-, куммингтонит-, актинолит-, биотит-, рибекит-, кроссит)-магнетитовыми и магнетитовыми с подчиненными прослоями гематито-магнетитовых и магнетито-силикатных разностей с повышенным содержанием сульфидов в силикатных разностях.

Месторождения оленегорского ГПТ связаны с железистыми формациями кольской (оленегорской свиты) на Кольском полуострове, околовской в Белорусско-Прибалтийской провинции и борсалинской (тарыннахской свитой) на Алданском щите серий, сутамского ГПТ - с глубокометаморфизованными толщами кольской (в шолтъяврской свите) на Кольском полуострове, обоянской (в бесединской свите) КМА, гидатской на Алданском щите, шарыжалгайской Восточно-Саянской зоны. Общая закономерность для серии - изменение состава метаморфических образований вверх по разрезу - от основного к кислому - и приуроченность пачек железистых кварцитов к границам смены пород основного или среднего состава глинозёмистыми породами кислого состава. Пачки и пласты железистых кварцитов переслаиваются с пачками слюдяных кристаллосланцев и гнейсов, прослоями амфиболовых сланцев, гранулитов, кварцитов. Железистые кварциты и вмещающие породы нередко инъецированы плагиомикроклиновыми гранитами.

Железистые кварциты в составе рудоносных свит на месторождениях оленегорского и костомукшского ГПТ представлены полосчатыми, преимущественно силикатно-(роговообманково-куммингтонит-, грюнерит-, биотит-, иногда пироксен)-магнетитовыми, реже магнетитовыми и гематито-магнетитовыми разностями; на месторождениях сутамского ГПТ - в основном, силикатно-(пироксен-, двупироксен-, роговообманково-двупироксен-)-магнетитовыми, нередко с гранатом. С рудными кварцитами пространственно связаны магнетито-силикатные кварциты, реже сланцы, для которых характерно повышенное содержание пирита и пирротина, и скарноиды магнетито-гранато-амфиболо-пироксено-кварцевые, сульфидно-гранато-пироксено-амфиболо-кварцевые и др.

4. **Метаморфический.** Объединяет ряд признаков, связанных с региональным метаморфизмом, ультраметаморфизмом, динамометаморфизмом и контактовым метаморфизмом, и определяет качество железистых кварцитов.

Региональные метаморфические признаки применимы для полей локального прогноза на уровне рудного района, поля. Они показывают, что преимущественно уникальные месторождения железистых кварцитов пространственно связаны с площадями развития зеленосланцевой и эпидот-амфиболовой, крупные и средние - с амфиболитовой, а средние и мелкие - с гранулитовой ступенями метаморфизма.

Высококачественные железные руды железисто-кремнистых формаций, претерпевших метаморфизм зеленосланцевой - гранулитовой ступеней, представлены магнетитовыми кварцитами: архейскими - оленегорского, костомукшского и сутамского ГПТ - и раннепротерозойскими - лебединского ГПТ.

Низкокачественные руды нижнепротерозойские, претерпевшие метаморфизм зеленосланцевой ступени, представлены гематит-магнетитовыми кварцитами михайловского ГПТ.

5. **Магматический**. Чаще всего в прогнозно-поисковых исследованиях магматический критерий используется не самостоятельно, а опосредованно через систему вторичных связей или в комплексе с другими критериями и признаками. Наличие или отсутствие магматических (вулканогенных или магматогенных) образований в рудовмещающих толщах, их вещественный состав определяют формационную принадлежность железисто-кремнистых пород, их продуктивность и геолого-промышленный тип месторождений железистых кварцитов. Для месторождений железистых кварцитов оленегорского и сутамского ГПТ характерно сонахождение в разрезе примерно в равных количествах метаморфизованных осадочных пород и вулканитов, основных, средних и кислых, с подчиненными прослоями ультрабазитов. В разрезе метаморфизованные вулканиты среднего и основного составов (амфиболиты, кристаллические сланцы) обычно подстилают железорудную толщу, а вулканиты кислого состава (лептиты, кератофиры) находятся в её составе или перекрывают последнюю.

С метаморфизованными толщами осадочных пород, представленных слюдяными сланцами, нередко углистыми, метапесчаниками с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов, в которых вулканиты отсутствуют или имеют резко подчинённое значение, ассоциируют железистые кварциты раннепротерозойской железисто-кремнисто-сланцевой формации и связанных с ними месторождений лебединского и михайловского ГПТ или позднеархейских месторождений костомукшского ГПТ.

Наличие в рудовмещающих и рудных толщах интрузий, послойных инъекций или секущих жил ультрабазитов, габбро-диоритов, диоритов и плагиоклаз-микроклиновых гранитов и сопровождающих их метасоматических изменений отрицательно влияет на технологические свойства железистых кварцитов. Интенсивное инъецирование и мигматизация рудных залежей гранитным веществом на месторождениях оленегорского (тарыннахского) и сутамского ГПТ приводит к их сильному разубоживанию. При этом формируются крайне невыдержанные по мощности мелкие линзовидные рудные тела.

Внедрение интрузий основного и среднего состава нередко сопровождается повышением интенсивности магнитных аномалий над железистыми кварцитами в зонах их воздействия, что связано не только с перекристаллизацией и укрупнением зерен рудных минералов, но и с появлением в рудах эпигенитического магнетита.

6. **Метасоматический**. Явления регенерации руд, связанные с метасоматическими процессами, установлены на многих рудных объектах. Они не приводят к возникновению новых месторождений, однако при этом образуются своеобразные минеральные ассоциации, существенно меняющие качества руд. Метасоматический признак включает два типа метасоматоза: щелочной и железо-магнезиально-кальциевый.

Щелочной метасоматоз встречается двух видов - ареальный и зональный. Ареальный метасоматоз охватывает целиком рудные тела или рудные залежи и фиксируется в железистых кварцитах по появлению щелочных минералов - рибекита, кроссита, эгирина, эгирин-диопсида. Он улучшает обогатимость руд за счет увеличения размера зерен магнетита и их агрегатности (костомукшский, михайловский, лебединский ГПТ). Зональный метасоматоз проявлен по зонам тектонических нарушений.

Изменения железистых кварцитов, связанные с железо-магнезиально-кальциевым метасоматозом, приводят к образованию крупнозернистых грубополосчатых магнетито-амфиболо-гранатовых или магнетито-пироксено-гранатовых пород (скарноидов), которые развиты в краевых частях рудных тел. Наиболее широко процессы скарнирования проявились на месторождениях сутамского и оленегорского ГПТ.

7. **Структурно-тектонический.** Играет важную роль для прогноза объектов на уровне рудного поля и узла. Его применение наиболее эффективно на стадии ГСР-50 с общими поисками. Он определяет пространственное расположение продуктивных комплексов.

Железорудные толщи михайловского и лебединского ГПТ располагаются преимущественно в линейно-складчатых зонах протяженностью до 100 км и более; залежи руд костомукшского, оленегорского и сутамского ГПТ, кроме приуроченности к линейным складчатым зонам протяженностью до 20 км и более, ограничивающим крупные блоки земной коры, располагаются в пестром по породному составу обрамлении купольных структур с гранитоидным ядром.

8. **Структурно-морфологический.** Определяет локализацию месторождений. Залежи железистых кварцитов на месторождениях оленегорского и костомукшского ГПТ приурочены в основном к сжатым синклиналям и моноклиналям с субвертикальным падением и протяженностью до 15км (Тарыннахское месторождение Алданского щита). В плане они иногда осложнены флексурными перегибами, к которым приурочены крупные месторождения(Костомукшское месторождение БКЩ), или имеют мелкоблоковое строение с перемещением отдельных блоков в горизонтальном и вертикальном направлении. Распространенность руд на глубину по геофизическим данным достигает 3км.

Рудоносные толщи на месторождениях лебединского и михайловского ГПТ слагают открытые знакопеременные складки, в основном линейные, реже брахиформные и моноклинальные. Глубина заложения складок до 4-8км (Белгородская, Михайловская, Тим-Ястребовская синклинорные структуры КМА). Железистыми кварцитами сложены ядра узких срезанных синклинальных складок, крылья, переклинальные перегибы и замковые части крупных синклинальных структур, протяженностью до 40-120км, шириной от 3-25км и падением крыльев под углами 60-85^0. Залежи железистых кварцитов осложнены разновозрастными разломами.

В пределах этих структур весьма крупные и сверхкрупные (уникальные) месторождения железистых кварцитов связаны преимущественно со сложноскладчатыми массивами и узлами железисто-кремнисто-сланцевых толщ. Массивы и узлы железистых кварцитов приурочены к зонам смятия рудоносных толщ, к флексурным перегибам крыльев крупных складок (Михайловское месторождение на КМА), периклинальным перегибам крупных структур, формирующим узлы месторождений (Коробковское, Лебединское, Стойленское), к замкам структур (Северо-Волотовское на КМА, Скелеватское-Магнетитовое - в Криворожском районе Украины), к ядрам мульдообразных структур (Чернянское, Погромецкое месторождения на КМА), к крыльям крупных складчатых структур (Осколецкая на КМА), ядрам глубоко срезанных линейных синклинальных складок (Салтыковское, Приоскольское месторождения).

Образование весьма крупных и сверхкрупных месторождений железистых кварцитов связано со случайными неповторимыми структурно-тектоническими условиями, которые возникли в районе развития железисто-кремнистых формаций в период складчатости и способствовали формированию массивов железистых кварцитов площадью 2-30км^2 и их сохранности от эрозионного размыва.

9. **Фациальный.** Определяет степень насыщения разреза железорудной формации (съёмка м-ба 1:200000), железорудной свиты (съёмка м-ба 1:50000-1:10000) железистыми кварцитами (коэффициент рудоносности), отчего зависит степень однородности их залежей.

10. **Минералогический.** Определяет качество железистых кварцитов. В высококачественных рудах - железистых кварцитах - основным рудным минералом является магнетит (35-45% от суммы минералов), второстепенным – гематит, примеси - пирит, пирротин. Нерудные - кварц, амфиболы, пироксены, сланцы, карбонат, тальк. Размер зёрен магнетита в рудах лебединского типа (мм) – 0.08-0.2, оленегорского – 0.1-0.5, костомукшского 0.2-0.5, сутамского – 0.05-0.2. В низкокачественных рудах михайловского типа основные рудные минералы - гематит и магнетит. Размер зёрен магнетита в основном 0.04-0.6 мм.

Для месторождений богатых железных руд белгородского типа, формирующихся в коре выветривания железистых кварцитов, такими факторами-критериями являются:

1. **Климатический.** Жаркий тропический климат, господствующий в районе выхода на поверхность железоносных материнских пород - железистых кварцитов, способствующий формированию на них мощных кор выветривания и залежей богатых железных руд.

2. **Временной**. Длительность периода латеритного корообразования и латеритного рудообразования. Так, в Белгородском районе КМА он продолжался от верхов среднего девона - до низов визейского яруса карбона, а в северных районах КМА - до верхов девонского времени.

3. **Палеогеоморфологический.** Наличие крупных по площади выходов на поверхность материнских пород - железистых пород железисто-кремнистых формаций в период латеритного корообразования. Гидродинамический режим и относительно быстрое захоронение руд после их формирования.

4. **Палеотектонический**. Белгородский район расположен на стыке юго-западного склона ВКМ и северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), т. е. район располагается на стыке крупных геотектонических структур - положительной ВКМ и отрицательной ДДВ; в период латеритообразования район представлял островную сушу.

5. **Структурный.** Определяет локализацию месторождений. Крупные и сверхкрупные месторождения богатых железных руд района КМА приурочены к замыканию крупных синклинальных складок - Гостищевское, Большетроицкое, Лебединское, брахисинклиналям - Разуменское, Погромецкое, флексурам - Михайловское и крыльям крупных синклинальных структур - Яковлевское, Висловское-, усложненным тектоническими нарушениями.

6. **Стратиграфический**. Месторождения богатых железных руд коры выветривания стратиграфически связаны с железистыми кварцитами тех толщ, по которым они сформировались - курской и оскольской серий на КМА, криворожской - на Украине, серии маунбрюс в бассейне Хамерсли в Австралии, серии минас на Восточно-Бразильском щите, в период существования континентального стратиграфического перерыва.

7. **Литологический.** Богатые железные руды ассоциируют с окисленными железистыми кварцитами и сланцами курской, реже оскольской серий.

8. **Фациальный.** Определяет степень насыщения разреза железорудной формации (съемка м-ба 1:200 000), рудной свиты (съемка м-ба 1:50 000 - 1:10 000) железистыми кварцитами (коэффициент рудоносности), отчего зависит степень однородности залежей богатых руд коры вы-

ветривания. Наиболее ценные в этом отношении месторождения или части месторождений приурочены к фациально однородным участкам железорудных толщ свит, где резко преобладают тонко-, среднеполосчатые железистые кварциты (Гостищевское, Шемраевское, Яковлевское).

9. **Эпигенетический.** Восстановительный этап - карбонатизация, хлоритизация влияет на качество железных руд в период и после их захоронения и ухудшает качество руд. Рыхлые разности руд превращаются в плотные - скальные, полускальные, В крупных, мощных залежах (более 10-15 м) верхняя часть их сложена плотными сидеритизированными, хлоритизированными разностями мартитовых, гематит-мартитовых и гидрогематитовых руд, средняя - рыхлыми их разностями, нижняя - плотными с повышенным содержанием кварца, хлорита.

10. **Минералогический.** Состав богатых руд зависит от минерального состава первичных железных руд - железистых кварцитов и от наложенных процессов. Наиболее благоприятными материнскими породами для формирования богатых железных руд являются магнетитовые и гематит-магнетитовые кварциты михайловского типа, претерпевшие метаморфизм зеленосланцевой степени. Главные минералы богатых руд - мартит, гематит, гидрогематит, второстепенные - реликтовый магнетит, кварц, наложенные - сидерит, хлорит, пирит, марказит.

Для месторождений магнетитовых руд скарново-магнетитовых формаций основными факторами-критериями являются:

1. **Геотектонический**. Крупные месторождения магнетитовых руд скарново-магнетитовых формаций складчатых областей палеозоя различных железорудных провинций приурочены к вулкано-тектоническим поясам, возникшим по вторичным наложенным прогибам (Тюменско-Кустанайский и Магнитогорский в Уральской провинциии, Ташелгино-Кондомский в Алтае-Саянской провинции и др.). Вулкано-тектонические пояса ограничены региональными, глубинными разломами преимущественно субмеридионального направления и секутся диагональными и субортогональными разломами.

2. **Магматический.** Формирование прогибов сопровождалось смешанным сиалофемическим магматизмом с проявлением мощного подводного и наземного вулканизма, газотермальной деятельности и выносом железа. Скарново-магнетитовое оруденение ассоциирует с базальтоидными вулканоплутоническими габбро-гранитоидными и осадочными вулканогенно-карбонатными комплексами; оно формировалось в ареале воздействия продуктивных магматических камер, где магматизму принадлежит роль источника металлов, энергии растворов и экс-галяции, а интрузивной его форме - основного рудопреобразующего фактора.

3. **Сохранность**. Вулканогенные прогибы потенциально рудоносны на всю мощность заполняющих их вулканогенно-осадочных образований, в связи с чем возникает необходимость учитывать эрозионный срез прогиба, а также отдельных их блоков: очевидно, чем больше мощность толщи и чем меньше эрозионный срез рудовмещающих структур, тем больше возможностей для формирования крупного оруденения и выше вероятность его сохранности.

Известно, что рудные узлы, включающие крупные и весьма крупные месторождения, в общей системе рудоконтролирующей структуры характеризуются незначительным эрозионным срезом и относительно повышенной мощностью вулканогенно-осадочной толщи.

4. **Геоструктурный**. В структурно-формационных зонах рудные районы и рудные узлы развития скарново-магнетитового оруденения контролируются участками пересечения сквозных глубинных разломов (рудоконтролирующих структур) с крупными ортогональными и диагональными структурами. Месторождения в них размещаются в зонах интенсивного и многократного дробления (брекчирования), приурочиваясь к вулкано-плутоно-тектоническим структурам. Прохождение зон контролировалось унаследованными ослабленными зонами или долгоживущими и их оперяющими разломами с физическим выполнением интрузивами габбро-гранитоидной формации, причем оптимальные условия для рудоотложения создавались на участках взаимного сопряжения гетерогенных структур (флексур, анти- и синклинальных складок высоких порядков) с интрузивными комплексами. Рудные узлы с крупными месторождениями магнетитовых руд скарново-магнетитовых формаций, приурочиваясь к вулкано-тектоническим структурам, располагаются в синклинорных зонах, депрессиях и грабен-синклиналях. В пределах их рудоконтролирующими структурами весьма крупных месторождений являются замки (Качарское - замок синклинали, Таштагольское - замок антиклинали) и крылья крупных синседиментационных складок (Сарбайское, Волковское месторождения).

5. **Вулкано-тектонический и вулкано-плутонический.** В пределах рудных районов и узлов одним из главных геологических критериев прогнозирования крупных месторождений

высококачественных магнетитовых руд скаполит-скарново-магнетитовой, скарново-водносиликатно-магнетитовой и водно-силикатно-скарново-магнетитовой формаций кустанайского, кондомского и тагильского ГПТ является наличие крупных вулкано-тектоничес-ких структур и наличие благоприятных базальтоидных вулканоплутонических ассоциаций: габбро-диоритовой, трахито-габбро-сиенитовой, риолито-кератофиро-сиенитовой(плагио-гранитовой), трахиандезитовой с повышенной щелочностью.

6. **Тектоно-магматический.** Образование скарново-магнетитовых месторождений - закономерное явление в тектоно-магматической активизации складчатых областей. В эпохи активизации тектоно-магматические факторы играли важную роль в создании благоприятной предрудной обстановки, а с началом флюидно-гидротермальной деятельности - в обеспечении условий многостадийности метасоматоза с обособлением рудной фазы. Из выделяемых тектоно-магматических признаков при прогнозировании крупномасштабных скарново-магнетитовых месторождений в потенциальных рудных узлах, полях складчатых областей основными являются следующие:

- наличие полей сосредоточения даек в ассоциации с им предшествовавшими интрузивами базальтоидной габбро-гранитоидной формации, особенно в пределах экзоконтактовых зон последних, свидетельствующих о благоприятной для рудообразования трансформации очага от интрузивной к флюидно-гидротермальной; кроме того, поля сосредоточения даек служат характерными участками размещения скарнов, водных силикатов и ассоциирующих с ними руд,
- наличие сложных по форме контактов интрузивов габбро-гранитоидной формации как благоприятных участков локализации скарнов, руд и других метасоматитов,
- наличие участков интенсивного и многократного дробления (брекчирования) в контактовых зонах интрузивов габбро-гранитоидной формации,
- наличие эффузивов с повышенным содержанием щелочей, особенно K_2O, а также рудных эффузивов в ассоциации с интрузивами габбро-гранитоидной формации.

7. **Стратиграфический.** Крупные скарново-магнетитовые месторождения складчатых зон палеозоя формировались в среднекембрийское (Таштагольское месторождение), нижне-среднедевонское (Белорецкое месторождение) и нижне-среднекаменноугольное время (Магнитогорское, Качарское месторождения).

8. **Литолого-фациальный.** В скарново-магнетитовом рудообразовании литологический фактор с одной стороны влияет на создание благоприятной предрудной и рудной тектонической обстановки, с другой - от него во многом зависит глубина развития метасоматического замещения. Месторождения располагаются в вулканогенно-осадочных толщах, являются стратиформными. Рудные тела представлены пластами, сложными линзами, штоками, гнездами, жилами. Руды залегают в зоне смены существенно вулканогенных литофаций вулканогенно-осадочными и располагаются на переходе карбонатных пород в вулканогенно-терригенные. Наиболее вероятное размещение магнетитового оруденения в благоприятных по другим признакам участках потенциальных рудных узлов и полей определяется наличием частого переслаивания известняков и вулканитов, фациальных переходов между ними (признаки ослабленных зон, нестабильных в прошлом тектонических обстановок), а также туффитов с известковым составом цемента и др. Крупные и весьма крупные месторождения в рудных районах и узлах располагаются только в мощных (более 4 км) вулканогенно-осадочных толщах, которые создавали термодинамические условия для рудообразования и служили в значительной мере источником рудогенного железа. В комплексах, имеющих меньшую мощность и содержащих пачки мощных терригенных пород, встречаются мелкие и средние месторождения.

9. **Минералого-метасоматический.** Скарново-магнетитовые руды - закономерный член гидротермально-метасоматического процесса. Поэтому первостепенное индикаторное значение имеют скарны и водные силикаты железа, поскольку именно они теснее всего связаны во времени и в пространстве с магнетитовыми рудами. В ряде месторождений масштаб рудообразования коррелируется с интенсивностью проявления отдельных стадий и подстадий гидротермально-метасоматического процесса - скаполитизацией, калишпатизацией, альбитизацией. Исключение составляют гранатовые скарны, которые в крупных и очень крупных месторождениях или практически отсутствуют, или по сравнению с другими парагенными метасоматитами - пироксен-скаполитовыми, форстерит-флогопит-пироксеновыми, гидросиликатными - являются второстепенными образованиями.

Чем интенсивнее в полях распространения скарнов проявилась постскарновая (=пострудная) карбонатизация, тем вероятнее обнаружение в прогнозируемом оруденении крупнозернистых магнетитовых руд.

Наиболее крупные месторождения магнетитовых руд формируются в вулканогенно-осадочных толщах на объектах, где происходит совмещение разнотипного оруденения - вулканогенно-осадочного, гидротермально-метасоматического и магматического (Качарское, Таштагольское, Холзунское месторождения и др.). Основные минеральные типы руд крупных магнетитовых месторождений: пироксен-скаполит-магнетитовые, скаполит-магнетитовые, полевошпат-скаполит-магнетитовые, амфибол-биотит-альбит-хлорит-магнетитовые, гранат-пироксен-магнетитовые, пирит-магнетитовые, карбонат-магнетитовые, магнетитовые. Главный рудный минерал - магнетит, второстепенные - гематит, мушкетовит, мартит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит. Нерудные - скаполит, амфиболы, пироксены, гранат, эпидот, хлорит, биотит, карбонаты, плагиоклазы.

Геохимические критерии. В прогнозировании скрытого железооруденения элементно-геохимические методы и соответствующие им критерии играют второстепенную роль. Это объясняется относительно малой эффективностью элементно-геохимических методов (неинформативностью о закономерностях распределения самого прогнозируемого элемента - железа), а также сложностью и неоднородностью интерпретации закономерностей распределения сопутствующих железу ореолообразующих элементов.

Геофизические прогнозно-поисковые признаки и оценочные критерии. Данные геофизических методов (грави-, магнито-, сейсмо-, электроразведки) в силу заложенной в них объективной информации об аномальных объектах и в зависимости от характера этой информации. выступают либо в роли прогнозно-поисковых признаков при качественном изучении рудоносных территорий, либо в роли оценочных критериев при количественном прогнозировании масштабов и качества руд (содержание Fe общ.) как отдельных месторождений, так и железорудных площадей в целом.

1. Геофизические прогнозно-поисковые признаки позволяют выявлять различные рудоконтролирующие геологические факторы и прослеживать (изучать) динамику их поведения не только на поверхности прогнозируемых территорий, но и экстраполировать их на глубину в объеме рудных зон, районов, узлов, полей, месторождений.

По геофизическим признакам осуществляется, например, оконтуривание границ рудоносных площадей различного ранга (зон, районов, т.д.), уточнение особенностей их структурного ограничения, изучение разломной тектоники всех уровней, начиная с трассирования зон макроразломов глубокого заложения, ограничивающих и контролирующих региональные рудоносные структуры, и кончая микроразломами, формирующими структурно-тектонические планы рудных полей отдельных месторождений, картирование площадей развития вулкано-плутонических, вулканогенно-осадочных пород различного петрохимического состава и т.д. и т.п.

При этом на разных стадиях геологического изучения и прогнозно-минерагенических работ в качестве прогнозно-поисковых признаков используются либо региональные, либо среднемасштабные, либо локальные характеристики (составляющие) геофизических полей, т.е. данные разномасштабных геофизических съёмок и работ (см. разделы 1.3, 1.4).

2. Оценочные геофизические критерии.

Прямым прогнозно-поисковым признаком потенциального железорудного месторождения служит наличие совмещенных в плане локальных аномалий магнитного и гравитационного полей, характеризующихся определенной формой, интенсивностью, размерами, величиной горизонтальных градиентов и другими параметрами.

Крупным и сверхкрупным месторождениям железистых кварцитов КМА и связанным с ними богатых руд отвечают крупные по размерам (10-30км^2) положительные локальные аномалии субизометрической(округлой, эллипсовидной, слабовытянутой) формы, напряженность магнитного поля в эпицентрах которых достигает 30-70нТл при среднем уровне поля в 50тыс.нТл; напряженность поля силы тяжести в максимумах аномалий составляет 8-13мГл в условном уровне.

Крупным и сверхкрупным месторождениям скарново-магнетитовых руд (кондомско-кустанайский, алданский ГПТ) соответствуют тоже значительные по размерам (до 12км^2), субизометрические по форме магнитные и гравитационные аномалии такой же высокой напряженности (до 50тыс.нТл и 4-10мГл соответственно), но с более усложненной морфоструктурой полей.

Помимо качественных (поисковых) можно говорить о количественных геофизических критериях, которые сводятся к оценкам в цифрах различных параметров прогнозируемых рудных объектов, характеризующих их масштабы и промышленную значимость и получаемых в результате количественной интерпретации геофизических полей различными способами и методами решения обратной задачи геофизики.

Заключение

Прогнозные исследования составляют неотъемлемую часть геологоразведочного процесса, обеспечивая наиболее эффективный и оптимальный выбор объектов для проведения геолого-съемочных, поисковых, оценочных и разведочных работ.

Научно-методической основой эффективного проведения прогнозирования являются: формационно-генетическая и промышленная (геолого-промышленная) систематика железорудных месторождений, моделирование перспективных рудных объектов различного ранга – морфоструктурное, геолого-геофизическое, геолого-экономическое и др., прогнозно-поисковые критерии и признаки; поисковые и оценочные методы прогнозирования и их разрешающие возможности.

Методика прогнозирования на любом этапе геологоразведочного процесса должна быть оптимизирована с учетом изменения представлений о геологическом строении и рудоносности перспективных площадей, изменения конъюнктуры железорудного сырья, увеличения глубинности исследований, а также внедрения современных, более эффективных (в том числе компьютерных) технологий в практику прогнозно-поисковых работ и обработки результатов.

После активного изучения перспектив железоносности в 70—90х гг. в России осталось немного территорий для выявления крупных и сверхкрупных месторождений с высококачественными рудами. К ним относятся Курская железорудная провинция - Орловский и Оскольский рудные районы КМА, где могут быть разведаны крупные и сверхкрупные месторождения магнетитовых кварцитов лебединского ГПТ, и Белгородский район для поисков месторождений богатых железных руд белгородского ГПТ [4, 5].

Возможно выявление крупных месторождений магнетитовых руд скарново-магнетитовой формации в Уральской провинции на больших глубинах (Гороблагодатский рудный узел на Среднем Урале, Глубоченская зона Тургая), в Дальневосточной провинции (Селемджинский рудный район Амурской области).

Мелкие (редко средние) месторождения магнетитовых высококачественных руд скарново-магнетитовой формаций тагильского ГПТ могут быть выявлены в Тагило-Кушвинском районе на Среднем Урале, в Тюменской области на Приполярном Урале, в Алтае-Саянской провинции на юге Красноярского края и в Республике Хакасия.

Средние и мелкие месторождения высококачественных магнетитовых кварцитов костомукшского типа могут быть обнаружены в Карело-Кольской провинции (Республика Карелия).

В связи с этим проблема прогнозирования и поисков высокопродуктивных железорудных объектов на данном этапе сводится к выявлению и оценке глубокозалегающих высокопродуктивных объектов, в первую очередь в районах действующих предприятий и экономически освоенных, а также к оценке и переоценке объектов для скважинной гидродобычи железных руд КМА.

По мере смещения прогнозных и поисковых работ на все большие глубины изменяются требования и подходы к изучению геологического строения рудных районов и, как следствие - методика проведения работ.

Служащие основой глубинных поисков геолого-геофизические объемные модели должны опираться на соответствующий фактический материал, который может быть получен только в процессе глубокого бурения. Поэтому ядром методики глубинных поисков должно быть глубинное геолого-геофизическое картирование (объемная геолого-геофизическая съемка), представляющее собой оптимальное сочетание геологосъемочных работ с необходимыми видами и объемами бурения, сопровождаемого скважинными геофизическими исследованиями. Необходима также комплексная интерпретация всей совокупности данных геологических, геофизических и геохимических работ с целью формирования объемных физико-геологических и геолого-экономических моделей прогнозируемых объектов.

Поскольку глубинные поиски - сложный и дорогостоящий процесс, их постановка должна осуществляться в первую очередь в рудных районах, где особенно остро стоит вопрос о местной сырьевой базе. Это главным образом старые железорудные районы (Тагило-Кушвинский,

Северных рудников - на Урале, Кондомский – в Западной Сибири), в которых геологическая обстановка, благоприятная для глубинных поисков, наиболее обоснована, и степень геолого-геофизической изученности очень высокая. По результатам оценки экономической целесообразности эксплуатации глубокозалегающих месторождений магнетитовых руд скарново-магнетитовых формаций установлено [36], что для таких районов добыча руды с глубоких горизонтов (до 2000-2100 м) экономичнее, чем завоз руды из Центральной России и из Казахстана на Уральские и Западно-Сибирские металлургические заводы соответственно, а с экологической точки зрения – менее проблематична, чем разработка месторождений открытым способом в густонаселенных районах Центральной России.

Литература

1. Барышев А.С. и др. Геофизические методы поисков железорудных месторождений на юге Восточной Сибири / М.: Недра, 1980. 185 с.

2. Белевцев Я.Н., Науменко В.В. и др. Генезис и поисковые критерии магнетитовых месторождений Тагило-Магнитогорского синклинория // Разведка и охрана недр,1981, №9. С. 7-19.

3. Бергман И.А., Шапошникова Н.Ю., Голивкин Н.И. Методические рекомендации по крупномасштабному прогнозу скрытых скарново-магнетитовых месторождений складчатых зон и чехла платформ / М.: ВИМС, 1994. 66 с.

4. Голивкин Н.И., Шапошникова Н.Ю., Дмитриев Н.А., Ефремов Д.М., Медведовский С.Я. Прогнозная оценка территорий и объектов на железные руды. /В печати.

5. Голивкин Н.И., Шапошникова Н.Ю., Ефремов Д.М., Медведовский С.Я. Железорудная сырьевая база России – проблемы и задачи. // Национальная металлургия, М.: ООО "Печатный центр "Национальная металлургия", 2001, № 3.

6. Дунаев В.А. Магномагнетитовая формация Тунгусской синеклизы / Белгород: ВИОГЕМ, 1998. 260 с.

7. Дымкин А.М., Полтавец Ю.А. Геолого-генетическая модель полигенного железоорудения, связанного с вулканоплутоническим магматизмом //Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука,1988, с. 23-32.

8. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Прогнозная оценка железорудных месторождений /М.И.Веригин, Ю.М.Епатко, В.П.Орлов и др. – Киев: Наукова Думка, 1990. 192с.

9. Железорудная база России /под.ред. В.П.Орлова, М.И.Веригина, Н.И.Голивкина – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 842с.

10. Инструкция по применению классификации запасов железных руд. – М.: ГКЗ СССР, 1983. 41с.

11. Кассандров Э.Г., Лидин Н.С., Иванов В.Н. Методические рекомендации по применению геологических критериев прогнозирования крупных гидросиликатно-скарново-магнетитовых месторождений в складчатых областях Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. 62с.

12. Классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. – М.: ВИЭМС. 1997. 9с.

13. Константинов Г.Н., Миков Б.Д. Моделирование железорудных месторождений по комплексу геолого-геофизических данных / Новосибирск: 1981. 124 с.

14. Кривцов А.И. Геолого-генетические и методологические основы прогноза месторождений //Справочник по поискам и разведке месторождений цветных металлов. – М.: Недра, с.21-26.

15. Методика геолого-экономической оценки (переоценки) запасов месторождений твердых полезных ископаемых по укрупненным технико-экономическим показателям. – М.: ВИЭМС, 1996. 27 с.

16. Методические рекомендации по крупномасштабному и локальному прогнозированию основных геолого-промышленных типов месторождений железистых кварцитов / Н.И.Голивкин, Н.Ю.Шапошникова, Д.М.Ефремов и др. – М.: ВИМС, 1993. 180с.

17. Методические рекомендации по крупномасштабному прогнозированию и оценке ресурсов магнетитового оруденения на Сибирской платформе. – Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1989. 83с.

18. Методические рекомендации по технико-экономическому обоснованию кондиций для подсчета запасов месторождений твердых полезных ископаемых (кроме углей и горючих сланцев). – М.: ГКЗ, 1999. 51 с.

19. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Часть 2. Оценка прогнозных ресурсов твердых горючих полезных ископаемых, черных и легирующих металлов / под ред. В.С.Быкадорова, В.Т. Покалова. – М.: ВИЭМС, 1988. 200с.

20. Методические указания по оценке, апробации и учету прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. – М.: ВИЭМС, 1997. – 16 с.

21. Методические указания по комплексированию геологических и геофизических методов на стадиях поисков и разведки месторождений скарново-магнетитовых руд. – М.: ВИМС, 1983. 91с.

22. Момджи Г.С. Руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (железные руды). – М.: ВИМС, 1982, с.36-47.

23. Орлов В.П. Геологическое прогнозирование. М.: Недра, 1991. 166с.

24. Оценка железорудных месторождений при поисках и разведках / под ред. Г.С.Момджи, Б.П.Епифанова, Н.Г.Шмидта –М.: Недра, 1970, 416с.

25. Пахомов М.И., Макаров А.И. Формирование признаков физических полей и комплексная интерпретация геофизических данных при прогнозе //Отечественная геология, 1993, № 5, с.111-114.

26. Платформенная магномагнетитовая формация (на примере Ангарской железорудной провинции) / под ред. Г.С. Момджи. М.: Недра, 1976. 204 с.

27. Поиски и прогнозная оценка глубокозалегающих месторождений скарново-магнетитовых руд /под ред. Н.Г.Шмидта. – М.: ВИМС, 1977, 1978. 320с.

28. Положение о порядке лицензирования пользования недрами. – М.: "Геоинформмарк", 1992. 25с.

29. Положение о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям (твердые полезные ископаемые). – М.: ВИЭМС, 1999. 28с.

30. Попов А.А. Оценка запасов и качественного состава магнетитовых руд по материалам наземной и скважинной магниторазведки. // Методика и техника разведки. – Л.: ВИТР. 1972, №80.

31. Принципы металлогенического районирования и прогнозной оценки площадей развития докембрийских железорудных формаций европейской части СССР /Я.Н.Белевцев, М.И.Веригин, Ю.М.Епатко, Ю.С.Лебедев, В.П.Орлов. Препринт. – Киев: ИГФМ АН УССР, 1984. 40с.

32. Проблемы прогноза и поисков высокопродуктивных объектов железных руд. - Н.И.Голивкин, И.А.Бергман, Н.Ю.Шапошникова и др. // Отечественная геология, 1996. №3, с.19-25.

33. Черемисина Е.Н. Компьютерная технология постановки и решения геолого-геофизических задач на основе концепции распознавания образов (по комплексу геолого-геофизических данных). Диссерт. –М.: 1990. 187с.

34. Чугуевская О.М., Беляшов Н.М., Новохатский И.П. Этапы образования и генетические типы железных руд Тургайской палеозойской андезито-диоритовой вулкано-плутонической формации // Вестн. АН КазССР, 1967, №9. С.46-51.

35. Шапошникова Н.Ю. Количественное прогнозирование скарново-магнетитового оруденения по гравимагнитным данным // Разведка и охрана недр, 1992, № 11. С.26-31.

36. Шмидт Н.Г. Перспективы поисков и целесообразность эксплуатации глубокозалегающих скарново-магнетитовых месторождений / Геологические основы и оценка железорудных месторождений. М.: ВИМС, 1977. С. 49-54.

37. Шмидт Н.Г., Шапошникова Н.Ю. Геофизические исследования при крупномасштабном прогнозировании скарново-магнетитового оруденения / Поиски и прогнозная оценка глубокозалегающих месторождений скарново-магнетитовой формации. М.: ВИМС,1981. С. 38-49.

38. Эпохи и условия образования крупномасштабных месторождений высококачественных руд железа - Н.И.Голивкин, Н.Ю.Шапошникова, Н.А.Дмитриев, Д.М.Ефремов, С.Я.Медведовский //Отечественная геология, 1998. №4. С.48-53.

2. МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ

В настоящее время в Российской Федерации марганец - остродефицитное стратегическое сырье, имеющее очень важное значение для экономической безопасности государства. Проблема обеспечения марганцем народного хозяйства, в первую очередь - металлургической промышленности, приобрела для России особую актуальность.

Балансовые запасы марганцевых руд в Российской Федерации составляют на 01.01.2002г. 157 млн. т, тогда как прогнозные ресурсы их остаются на уровне 1998г. – 841 млн. т.

За прошедший период ситуация в стране существенно изменилась, вследствие чего возникла необходимость уточнения действующих методических рекомендаций по оценке прогнозных ресурсов марганцевых руд с учетом сложившейся обстановки и требований рыночной экономики.

Оценка прогнозных ресурсов марганцевых руд производится главным образом с целью определения их местонахождения в недрах, количества и качества, а также выяснения возможностей, способов и сроков использования с максимальной эффективностью в народном хозяйстве страны. Полученная достоверная информация о состоянии ресурсов марганцевого сырья позволит ускорить решение проблемы создания собственной марганцеворудной базы и обеспечения металлургической промышленности Российской Федерации.

2.1. Размещение месторождений марганца в тектонических структурах земной коры и связь их с геологическими формациями, генетическая типизация

Марганцевые месторождения характеризуются очень широким диапазоном распространения во времени и в пространстве. Они формировались на протяжении большей части геологической истории земли. Процессы накопления марганцевых руд были наиболее интенсивны в кайнозойское время, в меньшей степени - в докембрийское и палеозойское время и слабее всего выражены в мезозое. В пределах континентов наиболее важная металлогеническая эпоха приходится на олигоцен. Она представлена весьма крупными месторождениями на Украине и в Болгарии. Тектоническая обстановка марганцевого рудообразования постепенно изменялась от геосинклинальной в докембрии до платформенной в кайнозое. Это было обусловлено последовательным сокращением площадей геосинклинальных зон и эволюцией тектонических и геоморфологических условий. На всех древних месторождениях залежи марганцевых руд преимущественно связаны с алевритово-глинисто-кварцитовой и карбонатной формациями.

Для районов крупнейших фанерозойских концентраций марганца терригенно-осадочного типа характерно проявление активных, но дифференцированных в пространстве тектонических движений на платформах и в миогеосинклиналях с оживлением крупных зон глубинных разломов, которые могли быть поставщиками растворенного марганца и сероводорода в морской бассейн. Месторождения располагаются в пограничных зонах мегаблоков различной подвижности, определяющих резко расчлененную морфоструктуру морских бассейнов субокеанического типа [11].

Вулканогенно-осадочные месторождения марганца приурочены также к крупным активно развивавшимся тектоническим элементам. К ним относятся области эвгеосинклиналей на разных стадиях развития, а также тектоно-магматической активизации консолидированной (гранитизированной) коры, проявленной как на поздних, орогенных стадиях развития геосинклинальных областей, так и на этапах посторогенной (квазиплатформенной) активизации с развитием грабенообразных структур (рифтов, "тафрогенов"). Формирование оксидных (вторичных) концентраций марганца в зонах гипергенеза связано с эпохами тектонической стабилизации, выравнивания рельефа (пенепленизации) и процессами корообразования.

Характерная геотектоническая позиция для терригенно-осадочных месторождений: в миогеосинклиналях – краевые зоны, осложненные глубинными разломами, в том числе на стыке с срединными массивами, на платформах – области сочленения активизированных блоков различной подвижности, краевые части молодых платформ в зонах сочленения с постплатформенными суборогенными областями; для вулканогенно-осадочных месторождений: области интрагеосинклинальных поднятий эвгеосинклиналей, осложненные глубинными разломами, краевые зоны постгеосинклинального рифтогенеза в пределах гранитизированной земной коры; для всех типов месторождений - стабильные блоки, благоприятные для корообразования и формирования вторичных концентраций марганца [11].

Терригенно-осадочные месторождения марганца связаны с песчано-глинистыми, кремнисто-карбонатными и углеродистыми (черносланцевыми) формациями, а вулканогенно-осадочные – с туфогенно-кремнисто-карбнатными, туфогенно-углеродисто-кремнистыми, спилит-кератофиро-яшмовыми. Формации зоны окисления (гипергенеза) – кор выветривания, карстовые образования - характерны для всех типов месторождений.

2.2. Промышленные типы месторождений

Все месторождения и рудопроявления марганца, выявленные на территории Российской Федерации и СНГ подразделяются в настоящее время по формационным и генетическим признакам, а также на основании промышленных и экономических показателей на четыре геолого-промышленных типа, которые резко отличаются как по условиям образования, так и по количеству запасов руд (табл. 2.1, 2.2).

Главное промышленное значение в экономике Российской Федерации имеют вулканогенно-осадочный и гипергенный типы месторождений марганцевых руд. Их общие разведанные запасы по кат. $A+B+C_1+C_2$ составляют 260 млн. т (83.5%), а к терригенно-осадочному и метаморфогенному типам относится 51 млн. т (16.5%).

Основную роль в прогнозных ресурсах марганцевых руд (по состоянию на 01.01.1998 г.) играют три типа месторождений – гипергенный (51%), терригенно-осадочный (28%) и вулканогенно-осадочный (20%), метаморфогенный составляет всего 1%.

1. Терригенно-осадочный ("собственно осадочный") тип представлен преимущественно очень крупными месторождениями, расположенными в Никопольском марганцеворудном бассейне на Украине и в Чиатурском бассейне в Грузии. Они локализованы в песчано-глинистых отложениях нижнего олигоцена, в которых наблюдаются пологозалегающие пластовые залежи, состоящие из одного или нескольких пластово-линзовидных рудных тел, перемежающихся с вмещающими породами. Мощность рудных прослоев варьирует в пределах от 0.1-0.2 до 3-4 м, а рудных залежей в целом достигает 11 м.

Этот тип месторождений распространен на обширных площадях, достигающих десятков (Чиатурское месторождение) и сотен (Никопольское, Б.Токмакское) квадратных километров. Общая протяженность марганцеворудных бассейнов составляет 200-250 км (Никопольский, Северо-Уральский).

В пределах Российской Федерации к этому геолого-промышленному типу относятся мелкие (3-12 млн. т) месторождения Северо-Уральского марганцеворудного бассейна (рис. 1), приуроченные к единой рудной зоне, простирающейся более чем на 200 км. Ширина ее изменяется от нескольких десятков метров до 6-7 км. Марганценосный горизонт прослеживается с перерывами на значительном расстоянии среди песчано-глинистых отложений нижнего палеоцена в виде рудной пачки, мощность которой достигает на отдельных участках 10-15 м.

По минеральному составу среди марганцевых руд терригенно-осадочных месторождений выделяются оксидные (вторичные), оксидно-карбонатные и карбонатные (первичные). Среднее содержание марганца в оксидных (вторичных) рудах 27.2%, а в карбонатных – 20.9%.

На территории СНГ и Грузии наиболее продуктивными на "собственно осадочные" концентрации марганца являются олигоцен-нижнемиоценовая (майкопская) песчано-глинистая и нижне-палеоценовая кремнисто-песчано-глинистая формации.

2. Вулканогенно-осадочный тип занимает второе место по распространенности и запасам. Месторождения этого типа представлены стратиформными пластово-линзовидными рудными телами, заключенными в вулканогенно-осадочных толщах. Мощность их достигает первых десятков метров, а протяженность - нескольких километров. Рудные тела связаны с различными вулканогенно-осадочными формациями, среди которых выделяются формации с

Таблица 2.1

Классификация промышленных типов месторождений марганцевых руд (сост. с использованием материалов [11] А.С.Столярова)

Геолого-промышленный тип месторождений	Формации		Морфология рудных тел	Промышленный тип руд	Минеральные типы руд: а) первичные, б) вторичные, б1) метаморфизованные, б2) гипергенные	Тектономагматические, геодинамические предпосылки рудообразования [11]	Фациально-палеогеографическая обстановка рудообразования [11]	Примеры месторождений
	геологические	рудные						
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Терригенно-осадочный	Кварцево-песчано-глинистая с глауконитом (никопольский тип)	Пиролюзит-манганит-манганосидерит-родохрозитовая	Пластово-линзовидная, пластовые залежи	Оксидный (вторичный) оксидно-карбонатный, карбонатный	а) манганокальцит-родохрозитовый, б2) манганитовый	Молодые платформы в эпохи развития высокоамплитудных (до 1 км) разнонаправленных тектонических движений в областях прогибов и проявления, сопряженных с ними устойчивых жестких блоков	Внешняя часть шельфовой области, примыкающая к сероводородным котловинам и осложненная различными палеогеоморфологическими "ловушками" рудных взвесей	Никопольское. Большетокмакское, Варненское (Болгария), Грут-Айленд (Австралия) и др.
	Кремнисто-(спонголито)-песчано-глинистая с глауконитом	То же	То же	То же	а) манганокальцит-родохрозитовый, б2) псиломелан-пиролюзитовый	То же в пределах альпийских геосинклинальных областей на сопряжении глубоководных прогибов и срединных массивов	Шельфовые площади, заливы, проливы в пределах островных сооружений, разделявших морские бассейны различной глубинности и аэрации	Чиатурское (Грузия) и др.
	Кремнисто-(диатомито)-песчано-глинистая с глауконитом	Манганит-псиломелан-родохрозитовая	То же	То же	а) манганокальцит-родохрозитовый, б2) манганит-пиролюзитовый	Этап нисходящих движений в области молодой платформы и ингрессии моря	Прибрежные фации обширного эпиконтинентального морского бассейна (краевые моря) с сероводородным заражением глубинных вод (?)	Северо-Уральская группа месторождений

Продолжение табл. 2.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Вулканогенно-осадочный	Кремнисто-карбонатная (атасуйский тип)	Гематит-родохрозит-браунитовая	Пластово-линзовидная	Оксидный, карбонатный	а, б1) гематит-браунит-манганокальцитовый. б2) псиломелан-вернадитовый	Посторогенный рифтогенез континентальной коры с базальтоидным вулканизмом в пределах эпикаледонского срединного массива. Период активизации разломной (блоковой) тектоники, вулканизма и гидротермальной деятельности	Краевые части "иловых" (сероводородных) впадин эпиконтинентальных внутренних морей с архипелагами островов и рифов. Зоны стыка разноглубинных фаций, трассирующих надразломные уступы морского дна	Атасуйская группа месторождений Центрального Казахстана, Калахари (Южная Африка)
	Туфогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатная (усинский тип)	Манганокальцит-родохрозитовая	Линзо- и пластообразная	Карбонатный, оксидный (вторичный)	а) родохрозитовый, хлорит-родохрозитовый, б2) псиломелан-вернадитовый	Переходная стадия развития эвгеосинклинали; периоды вулканической активности (андезито-базальты, андезиты) трещинного и центрального типа: гидротермальные источники обособлены от вулканических центров	Межрифовые "иловые" (сероводородные) впадины в пределах островодужных систем на стыке краевых морей и океанического бассейна	Усинское месторождение (Кемеровская область)
	Спилит-кератофировая (карамалыташский тип)	Браунит-родохрозитовая	Линзовидная	Оксидный, силикатно-карбонатный	а) браунит-родохрозитовый, б1) родонитовый, б2) псиломелан-пиролюзитовый	Начальная переходная стадия развития эвгеосинклинали с интенсивным диференцированным (базальт-липаритовым) вулканизмом; рудообразование в периоды ослабления вулканизма и накопления кремнистых осадков	Океанический бассейн с островными грядами за счет вулканов центрального типа и рифовых построек	Магнитогорская группа мелких месторождений Южного Урала
	Туфогенно-углеродисто-кремнистая (порожинский тип)	Манганит-пиролюзит-родохрозитовая	Пластово-линзовидная	Оксидный, карбонатный	а) манганит-родохрозитовый, б2) пиролюзит-псиломелановый	Предорогенная тектономагматическая активизация консолидированной коры с проявлением вулканизма кислого ряда в зонах растяжения и грабенообразования	Склоны "иловых" (сероводородных) впадин во внешней части краевых морей, сопряженных с глубоководными бассейнами	Порожинское месторождение (Красноярский край)

Продолжение таблицы 2.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Метаморфогенный	Доломит-железисто-кремнистая (джеспилитовая), итабиритовый тип; кварц-спессартин-амфиболовая (гондитовый тип)	Браунит-гаусманит-родохрозитовая Псиломелан-браунит-гаусманит-родонитовая	Пластово-линзовидная	Оксидно-карбонатно-силикатный	а, б1) браунит-гаусманит-родохрозитовый, спессартин-браунит-родонитовый, б2) псиломелан-пиролюзитовый	Области активизации (деструкции) древних кратонов и срединных массивов с образованием мио- и эвгеосинклиналей, рифтов на разных стадиях развития, включая метаморфическую	Разнообразная: от океанических бассейнов до мелководных внутриконтинентальных морей, фаций среднего и высокого метаморфизма	Постмасбург. Калахари (ЮАР), Моанда (Габон), Мало-Хинганская группа (Россия) – итаберитовый тип. Месторождения Индии, Африки, Бразилии, Ухтумское (Россия) гондитовый тип
Гипергенный	Коры выветривания (линейные, площадные) по всем типам месторождений и марганценосных пород	Псиломелан-вернадит-пиролюзитовая	Марганцевые "шляпы", пластово-линзовидная, карстовая	Оксидный вторичный	б2) псиломелан, вернадит, пиролюзитовый	Эпохи тектонической стабилизации и выравнивания относительно приподнятых блоков земной коры	Фации кор выветривания различного типа (остаточные, инфильтрационные)	Месторождения Индии, Африки, Бразилии, России (Порожинское, Аккермановское, Парнокское и др.)

Таблица 2.2

Характеристика промышленных месторождений марганцевых руд

Промышленные типы месторождений	Промышленные типы руд	Основные рудные минералы	Химический состав (%)				Обогатимость руд	Применение руд или концентратов	Масштаб месторождений	Примеры месторождений
			Mn	Fe	SiO_2	P				
Терригенно-осадочный	Оксидный	Пиролюзит, псиломелан, манганит	20-50	1-4	7-12	0.15-0.22	По простым схемам, реже не требуют обогащения	Производство ферромарганца и в химическом производстве	Уникальные (более 100 млн. т до 1-2 млрд. т)	Никопольское, Большетокмакское (Украина), Чиатурское (Грузия), Северо-Уральская группа (Россия), Грут-Айленд (Австралия), Оброчиште (Болгария)
	Оксидно-карбонатный	Манганит, псиломелан, родохрозит, манганокальцит	20-30	1-5	20-45	0.12-0.3	По простым схемам	То же и присадка при плавке чугуна	Крупные (50-100 млн. т)	
	Карбонатный	Родохрозит, манганокальцит	17-30	1-3	10-30	0.15-0.3	По сложным схемам	Производство преимущественно нестандартных ферро- и силикомарганца	Средние (10-50 млн. т)	
Вулканогенно-осадочный	Оксидный, карбонатный	Пиролюзит, псиломелан. Браунит, гаусманит, якобсит. гематит, родохрозит, манганокальцит	15-35	1,5-16	18-50	0.03-0.1	По сложным схемам	Производство марганцевых сплавов и металлического марганца, нестандартного силикомарганца и присадка при выплавке чугуна	Крупные, средние, мелкие (до 10 млн. т)	Атасуйская группа (Казахстан), Усинское, Порожинское (Россия)
Метаморфогенный	Оксидный. силикатно-карбонатный, карбонатный, силикатный	Браунит, гаусманит, родохрозит, родонит, бустамит, марганцовистые гранаты	15-35	2-8	10-45	0.13-0.45	Оксидные руды – по простым схемам	Оксидные руды – производство ферромарганца	Крупные, средние, мелкие	Малохинганская группа (Россия), Калахари (ЮАР), Сера-ду-Новиу (Бразилия)
Гипергенный	Оксидный (вторичный)	Пиролюзит, вернадит, псиломелан, гидроксиды железа	15-45	4-20	5-30	0.05-0.5	По простым и сложным схемам или не требуют обогащения	Производство ферромарганца; присадки при выплавке чугуна	Крупные, средние. мелкие	Порожинское, Парнокское, Аккермановское и др. (Россия), Нсута (Гана), Мородe-Минас (Бразилия)

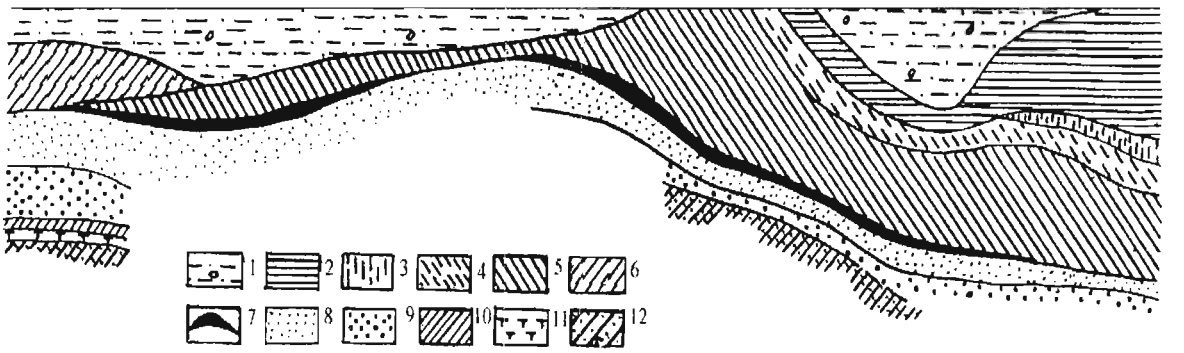


Рис. 1. Геологическая модель марганцевого месторождения терригенно-осадочного типа.

1 – четвертичные отложения; 2–6 – породы перекрывающего комплекса: 2 –глины, 3 – опоки, кремнистые песчаники, диатомиты, 4 – опоковидные глины, аргиллиты, 5 – диатомиты, 6 - алевролиты; 7 – рудоносная пачка с карбонатными (манганокальцит – родохрозитовыми) рудами; 8–9 - породы подстилающего комплекса: 8 - пески глауконит-кварцевые, аргиллиты, глинистые диатомиты, 9 – пески, алевролиты; 10 – глины, алевролиты, галечники; 11 – кора выветривания палеозойских пород; 12 – породы палеозоя.

резким преобладанием вулканической составляющей над осадочной (карамалыташская, среднего девона Южного Урала) и с обратным взаимоотношением: атасуйского (фамен) и усинского (кембрий) типов, представленные преимущественно карбонатными породами, а порожинского (венд) – туфогенными. На месторождениях вулканогенно-осадочного типа выделяются оксидные, оксидно-карбонатные и карбонатные руды, которые часто ассоциируют с железными или полиметаллическими рудами (свинцово-цинковыми), обычно четко дифференцированными в пространстве. Рудные тела нередко смяты в складки и разорваны тектоническими нарушениями на отдельные блоки, смещенные как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Содержание марганца в оксидных рудах составляет 25-44%, а в карбонатных - 15-25%. Типичными представителями вулканогенно-осадочных месторождений являются Каражал, Ушкатын и др. (Центральный Казахстан). На территории России к ним относятся крупное Усинское месторождение (Кемеровская область) и многочисленные мелкие месторождения магнитогорской группы на Южном Урале (рис. 2).

3. Метаморфогенный тип представлен месторождениями, возникшими в условиях регионального метаморфизма. Они относятся к кварц-спессартин-амфиболовой (гондитовой) и железисто-кремнистой (итабиритовой) марганценосным формациям [6]. Гондитовая формация наиболее широко развита в Индии (штат Мадхья Прадеш), где в пределах марганценосного пояса, протягивающегося на 200 км (при ширине 50 км), сосредоточено около 20 крупных месторождений марганца.

Рудные тела представлены пластовыми залежами оксидных и карбонатных руд, в состав которых входят главным образом браунит, в меньшей степени - биксбиит, голландит, родохрозит, гаусманит. Мощность отдельных рудных прослоев колеблется от первых сантиметров до нескольких метров, а общая мощность рудной залежи достигает 30 м. По простиранию рудные тела прослеживаются до 6-7 км. Содержание марганца в рудах более 50%. Месторождения этого типа известны в Африке и Бразилии.

На территории Российской Федерации к гондитовой формации относится Уткумское месторождение, расположенное в пределах Восточного Саяна. Здесь среди высокометаморфизованных сланцев дубинской свиты верхнего протерозоя прослеживаются пласты силикатно-карбонатных марганцевых руд мощностью от 0.6 м до 15 м и протяженностью до 1-5 км. Содержание марганца в них 19-23%, а кремнезема 18-26%.

Месторождения марганца, связанные с железо-кремнистыми отложениями (итабиритами), известны в ЮАР, Бразилии, США и в России (Малохинганская группа). Рудные тела этих месторождений имеют линзовидную и пластообразную форму и характеризуются небольшими протяженностью (первые километры) и мощностью (первые десятки метров). Нередко в рудных залежах наблюдается постепенный переход от железистых кварцитов к марганцевым ру-

дам с образованием железо-марганцевых прослоев, которые представлены в основном брауни-том и гематитом. Содержание железа в них достигает 30%, а марганца 20%. Собственно марганцевые рудные тела состоят из браунита и гаусманита. В небольшом количестве в них отмечаются гематит, биксбиит, родохрозит и якобсит. В таких рудах содержание марганца составляет 35-40%, а железа 10%.

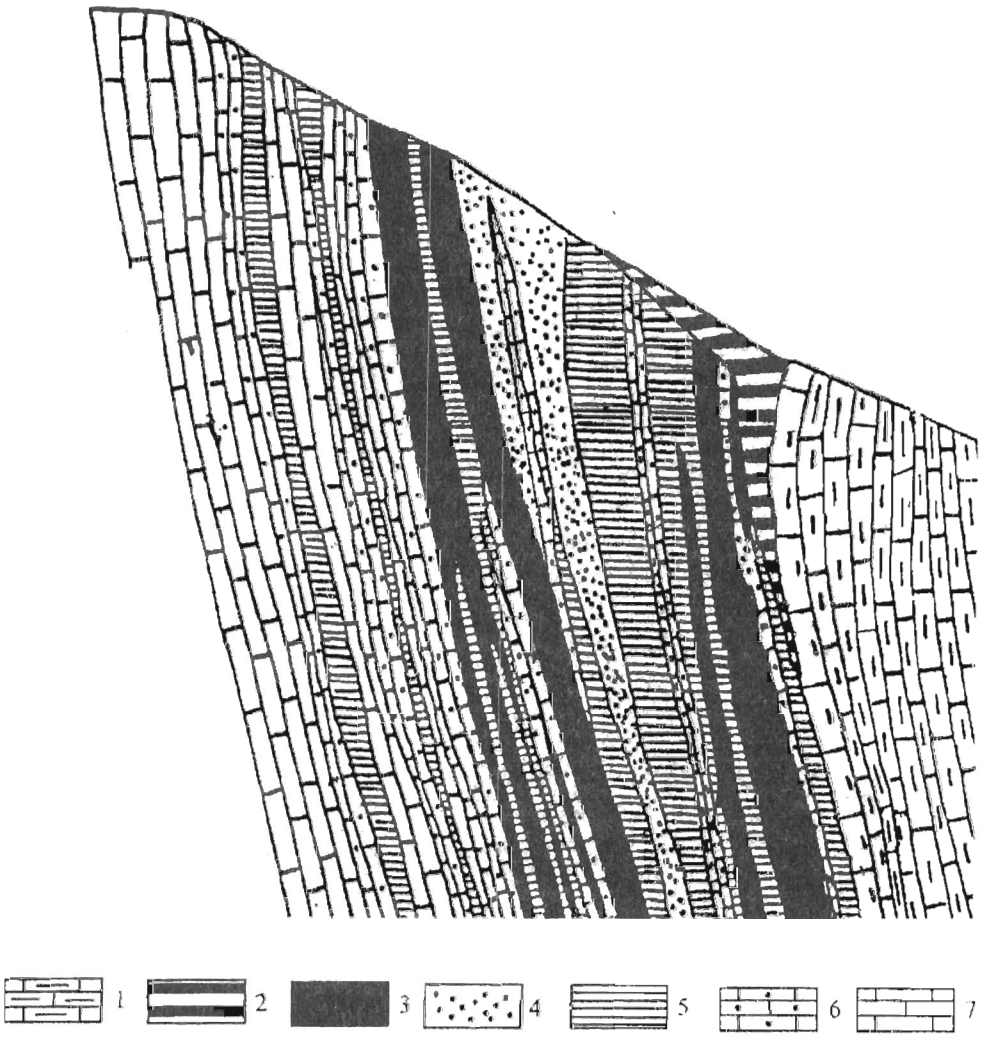


Рис. 2. Геологическая модель марганцевого месторождения вулканогенно-осадочного типа.

1 – надрудная пачка: ритмичное переслаивание светло-серых известняков и туфоизвестняков с прослоями углисто-кремнистых сланцев; 2 – зона окисления с вторичными окисленными пиролюзит-псиломелановыми рудами; 3-4 – рудная пачка - пласты первичных кондиционных карбонатных руд: 4 -родохрозитовых, 5 – манганокальцит-родохрозитовых; 6-7 – подрудная ритмично-слоистая пачка: 6 - марганцовистые известняки, 7 – тёмно-серые и серые обломочные известняки и доломиты.

4. Гипергенный тип месторождений марганца наиболее широко распространен, как на территории России, так и за рубежом. Гипергенные месторождения марганца располагаются в корах выветривания. Они формируются in situ при остаточном накоплении марганца в элювии или возникают в процессе окисления марганценосных отложений в пределах коры выветривания. Наиболее благоприятны для образования гилергенных месторождений марганца карстовый рельеф или площади распространения сильно дислоцированных крутозалегающих толщ марганценосных карбонатных пород, разбитых разломами и системами трещин, по которым процессы окисления проникают на большие глубины, а марганец концентрируется вдоль линейных зон или в пределах взаимосвязанных карманов. В условиях пенеплена при пологом за-

легании пород рудные тела гипергенных месторождений занимают большие площади, имеют пластовую форму и характеризуются отчетливым зональным строением.

Гипергенные руды -продукт длительного выветривания пород, из которых в больших количествах удаляются кремнезем, кальций и углекислота. Первичные двухвалентные соединения марганца переходят в четырехвалентные, преимущественно тодорокит и псиломелан, которые в свою очередь превращаются в пиролюзит, наиболее устойчивый в зоне окисления марганцевый минерал.

Гипергенные рудные образования обычно наследуют структуру и морфологические особенности первичных марганценосных пород, а также рудных тел. Месторождения этого типа представлены линзовидными пластами или плащеобразными залежами окисленных марганцевых руд. Размеры рудных тел колеблются от первых сотен метров до десятков километров, а мощность их составляет от 0.3 м до нескольких десятков метров. Содержание марганца в гипергенных рудах варьирует от 15-35 до 50-60% (рис. 3).

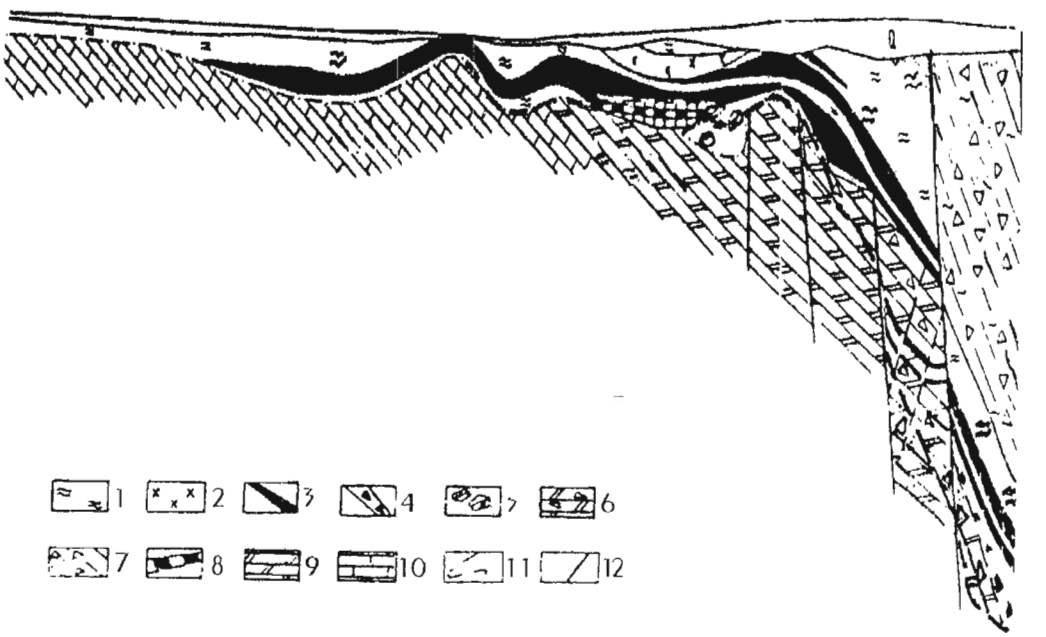


Рис.3. Геологическая модель марганцевого месторождения гипергенного типа.
1 – каолинитовые глины коры выветривания; 2 – красно-бурые железисто-каолинитовые глины коры выветривания; 3 – вторичные (остаточные, остаточно-инфильтрационные) пиролюзит-псиломелановые руды зоны окисления; 4 – тектоническая брекчия с рудным цементом; 5 – доломитовая брекчия; 6 – тектонические зоны брекчированных доломитов; 7 – тектонические зоны брекчированных туфогенно-кремнистых пород; 8 – первичные карбонатные и кремнисто-карбонатные руды; 9-10 - терригенно-карбонатные породы подрудной пачки: 9 – доломиты, 10 – известняки, песчаники; 11 – граница коры выветривания и зоны окисления; 12 – разломы.

Весьма крупные по запасам месторождения гипергенного типа известны в Западной Африке, Южной Америке, Индии и Бразилии. На территории Российской Федерации оксидные руды зоны гипергенеза проявлены в том или ином масштабе практически на всех месторождениях марганца разного типа и связаны с мезозойско-кайнозойскими корами выветривания. В России гипергенный тип представлен многочисленными месторождениями оксидных марганцевых руд, среди которых установлено только одно крупное(78 млн. т) – Порожинское месторождение (Красноярский край), а все остальные относятся к мелким (до 5 млн. т): Аккермановское (Южный Урал), Парнокское (Коми республика), Николаевское (Иркутская обл.) и др.

Оксидные марганцевые руды обычно приурочены к линейным корам выветривания, сформировавшимся по первичным рудам и марганценосным отложениям. Содержание марганца в них колеблется от 15 до 46%.

Природные и технологические типы руд. Марганцевые руды месторождений всех охарактеризованных геолого-промышленных типов в зависимости от химического, минерального состава и текстурно-структурных особенностей разделяются на ряд промышленных типов (оксидные, оксидно-карбонатные, карбонатные и силикатные), которые требуют различных схем обогащения. Основные данные, характеризующие эти типы руд с точки зрения их обогатимости и использования в промышленности, приведены в табл. 2.2. Для осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений характерны оксидные, оксидно-карбонатные и карбонатные, для гипергенных месторождений – оксидные, а для метаморфогенных месторождений – оксидные, карбонатные и силикатные руды.

Наибольший практический интерес для промышленности представляют оксидные руды осадочных и вулканогенно-осадочных морских месторождений, широко распространенных в Австралии и СНГ, а также оксидные руды остаточных месторождений формации кор выветривания (марганцевые шляпы). Последние получили широкое распространение за рубежом (Индия, Бразилия, Гана и др.).

По обогатимости все перечисленные промышленные типы руд подразделяются на легко-, трудно- и необогатимые руды. Оксидные (малофосфорные) руды являются высококачественными легкообогатимыми, имеют наиболее важное промышленное значение. Они представлены пиролюзитом, вернадитом, псиломеланом, манганитом, гаусманитом и браунитом. Из этих руд простым гравитационным методом (после промывки водой) могут быть получены концентраты сорта А I, II, III, IV, применяемые в черной металлургии для выплавки ферромарганца, а также пероксидный концентрат, используемый в других отраслях промышленности (химической, электрохимической, стекольной и керамической).

Карбонатные руды (родохрозит, манганокальцит) низкокачественные, имеют меньшее практическое значение и относятся к труднообогатимым. Ранее они обогащались по сложным гравитационно-флотационным схемам, в результате чего получались низкосортные концентраты (Mn 24-26%). Однако в последние годы на основе проведенных технологических испытаний карбонатных руд Усинского месторождения был получен концентрат из родохрозитовых руд – 37.7% Mn при его извлечении – 28.4% и концентрат I сорта – 33.2% при извлечении Mn 25.2% с нормативным содержанием фосфора. Была также разработана технология получения стандартных по фосфору марганцевых концентратов 2-3 сортов из фосфористых руд Порожинского месторождения. Эти результаты дают возможность более широко использовать карбонатные и фосфористые оксидные руды в металлургической промышленности.

Силикатные марганцевые руды, представленные родонитом, бустамитом и марганцовистыми гранатами, известными в настоящее время методами не обогащаются и поэтому не находят применения в черной металлургии. Они могут быть использованы как поделочные камни.

Большинство перечисленных типов месторождений (за исключением осадочных морских) могут содержать значительное количество железа (см. табл. 2.2), что дает основание среди них выделять железомарганцевые руды. Для этих руд еще не разработаны технологические схемы обогащения, не выявлены возможности их использования в промышленности и не определена потребность для предприятий черной металлургии. Вместе с тем имеющиеся предварительные данные свидетельствуют о том, что эти руды могут быть использованы для получения марганцовистого ферросилиция, применяемого при выплавке конверторной стали. В связи с этим при геологоразведочных работах следует обращать внимание и на железомарганцевые разности.

Кроме охарактеризованных геолого-промышленных типов месторождений марганца, имеющих промышленное значение, целесообразно упомянуть о железомарганцевых конкрециях и гидротермально-метасоматических марганцевых рудах, которые в настоящее время не имеют промышленного значения. Первые недостаточно изучены, вторые труднообогатимые или имеют крайне ограниченные масштабы.

2.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания

Марганценосные провинции, зоны и их геологические эквиваленты. В пределах Российской Федерации на основе анализа мелко- и среднемасштабных геологических карт установлены марганценосные провинции, которые по своим масштабам соответствуют крупным регионам. В их составе выделяются марганценосные зоны, охватывающие площади с признаками марганцевых месторождений. Эти площади - геологические эквиваленты структурно-

формационных зон, включающих ряд геологических формаций, с которыми сопряжены рудные формации, в том числе марганценосные.

Примерами марганценосных провинций служат Пайхой-Новоземельская, Западно-Уральская, Восточно-Уральская, Зауральская, Алтае-Саянская, Енисейско-Восточно-Саянская и Удско-Шан-тарская [14], где располагаются разные по возрасту, геологическому строению, масштабу и промышленному значению месторождения и рудопроявления марганца [15].

Площади марганценосных провинций измеряются сотнями тысяч квадратных километров. Марганценосные структурно-формационные зоны, с которыми связаны осадочные и гипергенные месторождения марганцевых руд, обычно приурочены к краевым частям платформ. Месторождения вулканогенно-осадочного и метаморфогенного типов в большинстве случаев связаны с геосинклинальными и переходными областями.

Марганценосность структурно-формационных зон изучается в процессе геологоразведочных работ, охватывающих практически все их стадии, начиная от стадии региональных работ и кончая разведкой месторождений. В процессе этих работ осуществляется районирование структурно-формационных зон, когда выделяются марганценосные площади различного значения, размерности и устанавливается их соподчиненность (районы, поля, участки).

На стадии региональных работ методами геологического картирования м-ба 1:200000 и металлогенического анализа выделяются потенциально марганценосные районы, рекомендуемые для общих поисков на марганец; определяется общий потенциал марганценосности всей марганценосной зоны, который включает потенциальные ресурсы и прогнозные ресурсы категорий P_3 и P_2.

К потенциальным ресурсам марганцевого сырья следует относить те ресурсы, которые не могут по тем или иным причинам использоваться промышленностью в ближайшем будущем. Для марганцевых руд такими причинами являются трудная обогатимость (силикатные и другие марганцевые руды), низкое содержание металла в рудах, большие глубины залегания (более 800-1000 м). Эти ресурсы в дальнейшем, по мере усовершенствования методов обогащения, снижения цен, могут быть переведены в прогнозные ресурсы.

При оценке потенциальных и прогнозных ресурсов (P_3) марганценосных зон в первую очередь должна быть проведена разбраковка всей территории зоны – выделены марганценосные районы и разделяющие их безрудные площади.

На данной стадии работ одним из основных факторов разбраковки площадей является формационный. Оконтуриваются осадочные, вулканогенно-осадочные, метаморфогенные и гипергенные породы марганцеворудных формаций. Обращается внимание на выявление прямых и косвенных признаков марганценосности этих образований.

Выделяемые в процессе геологической съемки м-ба 1:200000 марганценосные районы могут представлять собой в основном площади вытянутой формы длиной от нескольких десятков до нескольких сотен километров и шириной до десятков километров. Геологическое строение этих районов определяет геолого-промышленный тип возможных месторождений (рис. 4). При простом геологическом строении, когда отложения марганценосной формации залегают горизонтально и являются осадочным плащом, перекрывающим фундамент платформ, возможно выявление месторождения осадочного типа. При сложном геологическом строении, когда породы марганценосной формации смяты в складки (геосинклинали и переходные области), возможно выявление вулканогенно-осадочных (эвгеосинклинали) или осадочных (миогеосинклинали) месторождений.

При прогнозировании метаморфогенных и гипергенных месторождений весьма важно по прямым и косвенным признакам установить тип исходной марганцеворудной формации. Это будет способствовать более правильному прогнозированию месторождений этих типов.

При выделении потенциальных марганценосных районов важное значение приобретают фациальные и литологические факторы. Для определения границ марганценосных районов с осадочным типом месторождений используется литолого-фациальный метод, с помощью которого оконтуривают распространение песчано-глинистых рудоносных отложений. Эти отложения обычно вытягиваются вдоль береговой линии бассейна седиментации и ограничиваются со стороны суши более мелководными (пляжевыми песками и др.), а со стороны моря – более глубоководными (глинами, мергелями) отложениями. Вулканогенно-осадочные месторождения, образующиеся за счет эндогенного рудного вещества, обычно концентрируются вблизи зон разломов, которые достаточно легко выявляются с помощью геофизических методов (грави- и сейсмо-

разведка). Кроме того, для определения границ марганценосных районов используется геохимический метод, позволяющий получить данные о потоках рассеяния и вторичных ореолов.

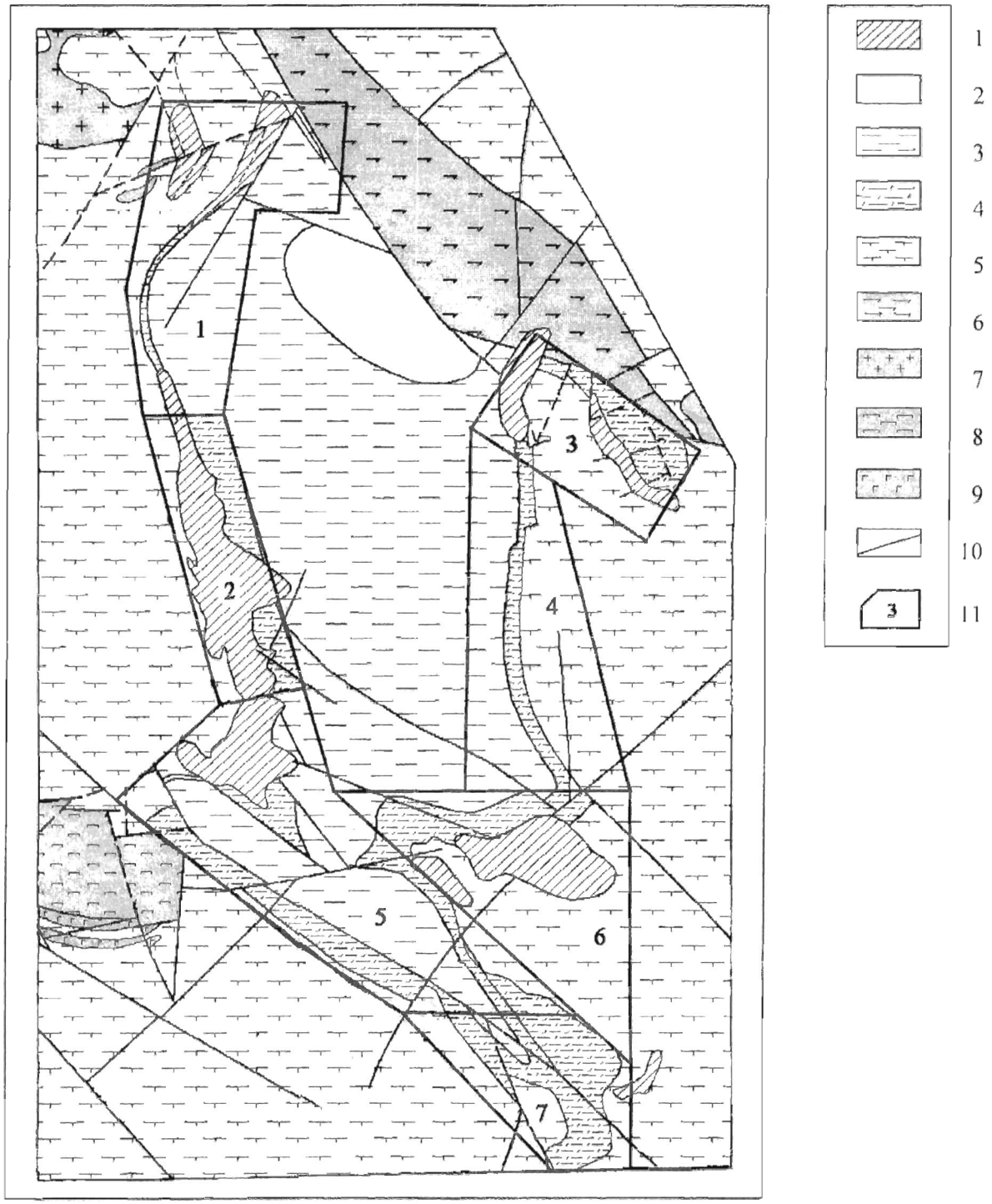


Рис.4 Прогнозная геологическая модель марганцеворудного района гипергенного типа.
1 - кора выветривания с рудными телами окисленных остаточно- инфильтрационных марганцевых руд; 2-3 – породы перекрывающего комплекса: 2 - терригенно-карбонатные, 3 - флишоидные; 4 - рудоносные туфогенно-кремнистые с пластами и линзами первичных кремнисто-карбонатных марганцевых руд; 5 - терригенно-карбонатные породы подстилающего комплекса; 6–9 - магматический и метаморфический комплекс пород: 6 - плагиогнейсы, амфиболиты; 7 - граниты; 8 – серпентиниты, пироксениты; 9 - габбро-диабазы; 10 - разрывные нарушения; 11 – номера рудных участков и прогнозных площадей.

Таким образом, на основе тщательного изучения естественных и искусственных обнажений марганцеворудных формаций, а также после интерпретации выявленных геофизических и геохимических аномалий производится разбраковка площадей марганценосных районов выделенных на предыдущей стадии геологоразведочных работ. Прогнозируются рудные поля, ре-

комендуемые для постановки работ стадии общих поисков, и оцениваются прогнозные ресурсы категорий P_3 и P_2.

При оценке прогнозных ресурсов марганца этих категорий обязательно учитываются географо-экономические условия региона. В легкодоступных районах с благоприятными для промышленного освоения условиями принимают во внимание прогнозные ресурсы всех потенциально возможных месторождений, в том числе и мелких, расположенных вблизи горнорудных предприятий. В труднодоступных и слабоосвоенных районах промышленное значение могут иметь только крупные месторождения с благоприятными экономическими условиями отработки. При расчете прогнозных ресурсов также необходимо учитывать потребность народного хозяйства в марганцеворудном сырье в ближайшие годы и в перспективе.

Потенциальные марганцеворудные поля изучаются на стадии общих поисков, которые осуществляются методом геологической съемки м-ба 1:50000, а также геофизическим, геохимическим и другими методами. Размеры потенциальных марганцеворудных полей могут колебаться от первых десятков (вулканогенно-осадочные месторождения) до первых тысяч (осадочные месторождения) квадратных километров. Их возможная марганценосность определяется путем выявления структурных, геофизических, геохимических и других поисковых факторов, а также обязательным выявлением прямых и косвенных признаков марганцевого оруденения.

С помощью этих данных уточняются площади распространения марганцевого оруденения, его мощность и приуроченность к локальным структурам.

По данным сейсморазведки, а также лито- и гидрохимических аномалий оконтуриваются площади распространения марганцевого оруденения. На основании данных минералогического метода намечаются границы распространения зон оксидных и карбонатных руд.

При прогнозировании осадочных месторождений марганца, имеющих горизонтальное залегание и значительное распространение, на основании данных геофизических методов (магниторазведка в комплексе с электроразведкой) выделяются наиболее богатые марганцем участки, отличающиеся повышенными значениями магнитной восприимчивости.

Для прогнозирования вулканогенно-осадочных месторождений марганцевых руд (атасуйский тип), среди которых встречаются железомарганцевые руды, следует использовать данные магниторазведки, с помощью которых могут быть определены общие контуры распространения рудных залежей.

При прогнозировании гипергенных месторождений, обладающих сложной морфологией рудных тел, на данной стадии работ наиболее целесообразно использовать геофизические методы, которые дают возможность определять мощность рыхлой марганценосной коры выветривания (метод ВЭЗ) и площадь ее распространения (методы ВП, СГ).

На основании полученных данных составляется прогнозная карта на марганцевые руды м-ба 1:50000, на которой прогнозируются перспективные участки для выявления месторождений и подсчитываются прогнозные ресурсы категории P_2, на отдельных более детально изученных участках - также и по категории P_1.

Участки, перспективные на выявление новых месторождений и рудных тел изучаются при поисковых и оценочных работах на марганец. Успешному прогнозированию новых месторождений способствует четкое знание комплекса признаков месторождений, с помощью которых создаются их поисковые модели, а также методов и их возможностей для выявления этих признаков.

Для прогнозирования месторождений необходимо использовать главные элементы типовых моделей месторождений, которыми являются локальные прогнозные (поисковые) факторы, указывающие на непосредственные условия формирования залежей марганцевых руд.

Осадочные месторождения марганцевых руд имеют значительные площади распространения, но их рудные залежи, как свидетельствуют литолого-фациальные факторы, обычно формируются в отшнурованных участках прибрежных морских бассейнов, спокойных в тектоническом отношении, приуроченных к понижениям между платформенными складками, вытянутыми вдоль береговой линии бассейна седиментации. Рудный пласт отличается либо простым строением (мощность 3-5 м), либо сложным, когда чередуются прослои руды и пустой породы (мощность от 0.1-0.2 до 1-1.5 м). Рудная линейная зональность прослеживается от береговой линии в сторону моря – оксидная, оксидно-карбонатная и карбонатная марганцевая руда.

При прогнозировании на этой стадии вулканогенно-осадочных месторождений в качестве локальных прогнозных факторов используются не только литолого-фациальные, но и тектони-

ческие. Это объясняется тем, что данные месторождения формируются на гораздо меньших площадях в процессе гидротермальной деятельности, приуроченной к локальным ослабленным тектоническим зонам, контролировавшим рудопроявление. Размеры рудных залежей невелики – 0.5-1.5 км при мощности 20-30 м. Месторождения Атасуйской группы, по А.А.Рожнову [9], подчинены тектоническому контролю, локализовались в надразломных конседиментационных флексурах и в узлах пересечения складчатых и дизъюнктивных дислокаций. Полиметалльные рудные осадки (Mn, Pb, Zn, Cu) формировались вокруг источников в виде концентрических зон в течение единых ритмов осадконакопления. Их накопление происходило синхронно с вулканизмом базальтово-липаритового типа.

При изучении метаморфогенных и гипергенных месторождений в первую очередь необходимо установить генетический и геолого-промышленный типы исходного месторождения, так как знание особенностей распределения различных рудных зон исходных месторождений, вещественного состава руд, их мощности, взаимоотношений с вмещающими породами дают основание для разработки моделей преобразования исходных месторождений в метаморфогенные и гипергенные, а также подбора рационального комплекса методов, необходимых для прогнозирования месторождений этих типов.

Оценка прогнозных ресурсов категории P_1 проводится на участках, перспективных на выявление новых месторождений и рудных тел. Она должна осуществляться на достаточно представительном фактическом материале, так как наличие необходимых ресурсов этой категории служит главным показателем при планировании дорогостоящих разведочных работ. В связи с этими основными данными для оценки прогнозных ресурсов, особенно для закрытых районов, являются данные, полученные с помощью скважин и горных выработок, а также геофизических и геохимических методов. По ним уточняют общие площади распространения марганцевых руд, намечают распространение промышленных типов руд и выявляют участки с наиболее качественными рудами, уточняют мощность и глубину залегания рудных тел, их предварительные технологические свойства (по данным лабораторных испытаний).

Прогнозные ресурсы категории P_1 оцениваются при поисковых и оценочных работах.

При поисковых работах оценка прогнозных ресурсов категории P_1 осуществляется частично по отношению к ресурсам категории P_2, по которой оцениваются все опоискованные участки. Такая частичная оценка относится к наиболее изученным участкам и проводится совместно с оценкой ресурсов категории P_2. Для этого необходима проверка скважинами на выявленных геофизических и геохимических аномалиях, а также проходка дополнительных скважин (горных выработок), пробуренных для определения морфологии рудных тел, их мощности и качества.

При оценочных работах прогнозные ресурсы категории P_1 оцениваются на наиболее перспективном участке, который может рассматриваться как самостоятельное месторождение или один из крупных его участков, причем часть этих ресурсов переводится в запасы категории C_2.

Такая оценка перспективного участка проводится по результатам работ, осуществленных с помощью комплекса геологических, геофизических, геохимических и других методов, первый этап которых - равномерное изучение всего участка. Полученные данные на втором этапе дают возможность сгустить сеть наблюдений до плотности, позволяющей на отдельных участках оценить запасы марганцеворудного сырья по категории C_2.

По результатам опробования с учетом геофизических и геохимических данных выделяются промышленные типы руд, и определяются их примерные границы распространения, а по данным малообъемных проб оцениваются их технологические свойства. При этом проводятся геофизические и геохимические работы, направленные на всестороннее глубинное изучение месторождений путем исследования геофизических и геохимических аномалий различной природы до глубины отработки аналогичных объектов (800-1000 м).

Требования к результатам геологоразведочных работ на марганец по стадиям. Региональное геологическое изучение территории России (геологическая съемка м-ба 1:200000) проводится с целью выявления и оконтуривания потенциально марганценосных районов (минерагенических зон, бассейнов, рудных полей и узлов), связанных с марганцеворудными формациями, приуроченными к перспективным геологическим структурам. При этом дается комплексная оценка или переоценка изученной территории с определением перспектив обнаружения месторождений прогнозируемых геолого-промышленных типов и оценкой прогнозных ресурсов объектов ранга бассейна, рудного поля, узла, потенциального месторождения по катего-

риям P_3 и P_2. Крупномасштабная геологическая съемка (1:50000 и 1:25000) с общими поисками осуществляется в пределах перспективных районов, выделенных на предыдущей стадии геологоразведочных работ для прогноза и выявления локальных площадей и структур, перспективных на обнаружение месторождений марганца (рудных полей, узлов), определения их параметров и условий залегания марганценосных отложений. На основе полученных данных составляется прогнозная карта соответствующего масштаба, дается комплексная оценка перспектив изученной территории с уточнением прогнозных ресурсов категории P_3, выделением рудных полей и оценкой их прогнозных ресурсов по категории P_2. Рекомендуются участки для постановки геологоразведочных работ последующих поисковых стадий.

Поисковые и оценочные работы проводятся с целью прогноза, выявления и предварительной оценки месторождений марганца, которые по своим геологическим и экологическим условиям, а также по технико-экономическим показателям пригодны для рентабельного освоения. Эти работы могут выполняться самостоятельно или совмещаться в рамках одного лицензионного соглашения, на основе которого предпринимателям предоставляется право производить поисковые и оценочные работы одновременно с разведкой и освоением месторождения.

Поисковые работы осуществляются в пределах перспективных марганцеворудных полей, оконтуренных при общих поисках. Они направлены на детализацию геологического строения рудных полей и выделение в их пределах конкретных наиболее перспективных участков для дальнейшего их изучения. Определяются размеры и глубина залегания прогнозируемых марганцеворудных залежей. Поставленные задачи решаются на базе геолого-геофизического и литолого-фациального картирования, которые проводятся с помощью картировочных и поисковых буровых скважин, поверхностных горных выработок и с учетом результатов геохимических исследований. В отобранных пробах определяются содержание основных и попутных компонентов, а в необходимых случаях - технологические свойства руд.

По совокупности полученной геологической, геофизической и геохимической информации и ее комплексной интерпретации составляется прогнозная карта м-ба 1:25000, на которой выделяются перспективные локальные участки (с указанием очередности их освоения).

Основным результатом поисковых работ является геологически обоснованная оценка перспектив марганценосности изученных площадей. На установленных проявлениях подсчитываются прогнозные ресурсы марганцевых руд категорий P_2 и P_1. Дается геолого-экономическая оценка выявленных марганцевых проявлений по укрупненным показателям, а также рекомендации о целесообразности и очередности дальнейшего проведения на них геологоразведочных работ. Положительно оцененные марганцевые рудопроявления включаются в фонд объектов, подготовленных для постановки оценочных работ и выдачи соответствующих лицензий.

Оценочные работы осуществляются на выявленных и положительно оцененных рудопроявлениях марганца. Определяется распространенность марганценосных стратиграфических уровней с промышленным оруденением в пределах первоочередных локальных участков. Для оконтуривания и изучения геолого-структурных особенностей потенциально промышленного месторождения проводится геологическая съемка м-ба 1:25000-1:10000 для крупных и м-ба 1:5000-1:1000 - для мелких месторождений, которая сопровождается детальным минералого-петрографическими, геофизическими и геохимическими исследованиями. Изучение рудовмещающих структурно-вещественных комплексов, вскрытие и прослеживание марганцеворудных тел осуществляется с поверхности канавами, шурфами и поисково-картировочными скважинами, а на глубину - преимущественно буровыми скважинами до горизонтов, экономически целесообразных для разработки с использованием современных технологий освоения месторождений.

Все вскрытые в естественных и искусственных обнажениях выходы марганцеворудной минерализации подвергаются опробованию и анализу на основные и попутные компоненты с целью минералогического изучения марганцевых руд.

Технологические свойства марганцевых руд определяются по лабораторным, а в необходимых случаях – по малым или большим технологическим пробам, отобранным по результатам геолого-технологического картирования основных типов марганцевых руд. При этом намечается принципиальная схема переработки руд, обеспечивающая комплексное использование марганцевого сырья, определяются возможные технологические показатели.

На основе проведенных оценочных работ дается оценка промышленного значения марганцевого месторождения с подсчетом всех или большей части запасов по категории C_2. По ме-

нее детально изученной части месторождения оцениваются количественно и качественно прогнозные ресурсы P_1 с указанием границ этой площади.

Геолого-экономическая оценка объектов - обязательная часть комплекса работ, которая осуществляется систематически в процессе проведения работ и по их завершении. При поисковых работах и в начальный период оценочных работ периодически проводится оперативная геолого-экономическая оценка прямым расчетом по укрупненным показателям: по ее результатам принимаются обоснованные решения о целесообразности продолжения работ или их прекращения на конкретном участке, проявлении или месторождении.

После завершения оценочных работ разрабатываются кондиции и составляется ТЭД, в котором дается экономически обоснованная предварительная оценка промышленной ценности марганцевого месторождения, определяется целесообразность передачи объекта в разведку и освоение. По результатам оценочных работ производится подготовка пакета геологической информации для проведения конкурса или аукциона на предоставление лицензии на разведку и добычу марганцевых руд.

Каждая из перечисленных стадий геологоразведочных работ завершается количественной прогнозной оценкой ресурсов марганцевого сырья, представленной в виде базисных материалов. При этом количественная оценка прогнозных ресурсов производится с обязательным учетом географо-экономических условий перспективных площадей. При благоприятных условиях (перспективные площади находятся вблизи действующих ГОКов) прогнозные ресурсы определяются по всем, в том числе и мелким, месторождениям, характеризующимся приемлемыми горнотехническими и технологическими условиями. В отдаленных труднодоступных районах промышленное значение могут иметь только крупные месторождения со всеми положительными показателями, характерными для марганцевых месторождений.

Базисные материалы по оценке прогнозных ресурсов:

1. Прогнозная карта на марганцевые руды в масштабе, отвечающем категориям оценки прогнозных ресурсов (P_3, P_2, P_1).

2. Кадастр месторождений и рудопроявлений марганца.

3. Объяснительная записка к прогнозной карте на марганец с указанием результатов количественной оценки прогнозных ресурсов и методов их подсчета.

4. Таблица подсчета прогнозных ресурсов по различным категориям и результатов анализа подтверждения прогнозных ресурсов при подсчете категории C_2.

2.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски рудоносных площадей разного ранга

Прогнозирование месторождений полезных ископаемых - многостадийный процесс, положительным конечным результатом которого может быть выявление искомого месторождения. Каждая стадия геологоразведочных работ проводится соответственно на прогнозных площадях различных категорий, среди которых выделяются марганценосные зоны, рудные районы, рудные поля, перспективные участки. Границы указанных объектов прогноза определяются с учетом компактности размещения на территории перспективных марганценосных отложений, их пространственного расположения относительно современных структур, границ перспективных территорий более высокого ранга, ожидаемого генетического типа проявлений марганцевых руд.

Прогнозные марганценосные площади на местности могут быть выявлены и оконтурены с помощью геологоразведочных работ, проводимых с использованием комплекса методов (геологических, геофизических, геохимических и др.) на базе знания поисково-оценочных признаков месторождений марганцевых руд.

Поисково-оценочные признаки подразделяются на прямые и косвенные. К прямым признакам относятся непосредственные выходы марганцевых руд в естественных обнажениях, а также элювиальные, делювиальные и другие свалы марганцевых руд и шлиховые ореолы марганцевых минералов. К косвенным признакам относятся различные аномалии и геохимические ореолы (лито-, био-, атомогеохимические, спектрометрические и пр.). К наиболее важным поисково-оценочным факторам марганцевых месторождений следует отнести структурно-тектонические, формационно-генетические, стратиграфические, минералого-петрографические, геохимические, палеогеографические, геофизические и др. [1].

Оценка прогнозных ресурсов осуществляется с помощью геологических, геофизических, геохимических и других методов. Только рациональное комплексирование перечисленных методов может способствовать получению наиболее полной информации о прогнозных ресурсах изучаемого района.

Геологические методы. С помощью этих методов осуществляют картирование потенциально перспективных на марганец площадей и определяют признаки и факторы марганцевых месторождений.

Геофизические методы. При прогнозировании марганцевых месторождений широко используются различные геофизические работы (магниторазведка, гравиразведка, электроразведка, сейсморазведка, ядерно-геофизические исследования и др.), из которых в каждом конкретном случае комплексируются только работы, дающие наиболее полную информацию [10]. Не стоит применять методы, дающие сходную информацию. Геофизические методы могут быть использованы как для выявления марганцевых месторождений, так и для определения в них содержаний марганца. Наиболее просто с помощью магниторазведки могут быть выявлены железомарганцевые метаморфизованные руды, обладающие высокой магнитной восприимчивостью.

Для осадочных месторождений марганцевых руд магнитная восприимчивость близка к таковой вмещающих пород. Однако рудные аномалии осадочных месторождений могут быть выявлены при использовании в комплексе с магниторазведкой методов ВЭЗ (при больших разносах электродов) или сейсморазведкой (когда рудное тело перекрыто мощной толщей рыхлых отложений).

Метод ЕП (естественной проводимости) может успешно применяться для поисков и прогнозирования окисленных марганцевых руд, связанных с гипергенной зоной и характеризующихся рыхлыми текстурами с проводимостью, превышающей более чем в 25 раз таковую во вмещающих породах.

Геохимические методы. При прогнозировании месторождений марганца наиболее эффективны литогеохимические методы поисков по первичным и вторичным ореолам, а также по потокам рассеяния и гидрохимические методы. Комплекс геохимических методов для конкретной металлогенической (марганценосной) зоны определяется ее геологическим строением и ландшафтно-геохимическими условиями, генетическим типом предполагаемого оруденения [1].

При прогнозировании марганцевых месторождений с помощью геохимических методов (в комплексе с геологическими и геофизическими) могут быть выявлены и разбракованы по степени перспективности геохимические аномалии марганца и участки максимального его накопления, уточнена морфология рудных тел, определены источники марганца и сопутствующих элементов.

2.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов

Выделение перспективных марганценосных площадей производится на стадии регионального геологического изучения территории Российской Федерации на основе формационного анализа. При этом в первую очередь выявляются марганценосные провинции, зоны и рудные районы, приуроченные к определенным тектоническим структурам, на которых проводится оценка прогнозных ресурсов марганцевых руд по кат. P_3.

Основными критериями прогнозирования на этой стадии являются геоструктурный, стратиграфический, палеогеографический, геохимичекий, литолого-фациальный. Главные факторы, определяющие перспективность площади на данной стадии работ, - геолого-промышленный и формационный типы месторождений марганца.

В пределах выделенных марганценосных зон и рудных районов в качестве ведущих геологических критериев прогнозирования выступают формационный, литолого-стратиграфический и геолого-структурный. При региональных прогнозно-поисковых работах оцениваются прогнозные ресурсы категорий P_3 и P_2 в пределах этих объектов с учетом результатов геологического изучения прогнозируемых геолого-промышленных и формационных типов месторождений с проходкой единичных горных выработок (скважин).

Прогнозные ресурсы оцениваются раздельно для каждого геолого-промышленного типа марганцевых месторождений с определением возможных их размеров, средних содержаний основных компонентов (марганец, железо, фосфор, сера, кремнезем, оксиды магния и кальция) и с учетом предельно допустимой глубины отработки. В зависимости от типа месторождения,

степени его изученности и географического положения определяется количество прогнозных ресурсов и глубина прогнозирования (табл. 2.3).

Завершается прогнозирование количественной оценкой прогнозных ресурсов различных категорий (P_1, P_2, P_3), что определяется стадией геологоразведочных работ [5]. Для количественной оценки прогнозных ресурсов используются различные способы: арифметический, с применением простых формул, экспертных оценок, аналогии и др.

Арифметический способ позволяет произвести количественную оценку прогнозных ресурсов рудоносных площадей и месторождений различных геолого-промышленных типов. Прогнозные ресурсы месторождений с рудными телами, имеющими значительное площадное распространение (осадочный генетический тип), оцениваются по формуле:

$P=S \cdot m \cdot q \cdot K$, где

P – прогнозные ресурсы (т),

S – площадь перспективного объекта ($км^2$),

m – средняя мощность рудной залежи (м),

q – удельная масса ($т/м^3$),

K – коэффициент рудоносности, который рассчитывается по данным имеющихся горных выработок путем определения количества марганцевой руды на 1 $км^2$ (отношение количества прогнозных ресурсов (т) к площади всей рудоносной толщи ($км^2$).

Удельная рудоносность зависит не только от размера перспективных площадей, но и от содержания марганца и мощности рудного горизонта. Минимальной удельной рудоносностью перспективных на марганец площадей следует считать площадь со средним содержанием металла 10-12% при средней мощности рудного горизонта 1 м, а наиболее вероятной удельной рудоносностью соответственно от 15 до 20%.

Эта формула практически оправдала себя на протяжении многих лет и является наиболее достоверной.

Для оценки прогнозных ресурсов перспективных площадей и месторождений с пластово-линзовидными залежами, разобщенными в рудоносной толще (вулканогенно-осадочный генетический тип) целесообразно использовать следующую формулу:

$P=S \cdot f \cdot m \cdot q \cdot K$, где

P – прогнозные ресурсы (т),

S – общая перспективная площадь ($км^2$),

f – среднее количество залежей на $км^2$ (ед.),

m – средняя мощность рудных тел (м),

q – удельная масса ($т/м^3$),

K – удельная рудоносность.

Определение прогнозных ресурсов на перспективных площадях разного ранга проводится двумя методами. Для территорий с выявленными месторождениями марганцевых руд количественные оценки даются с учетом удельной продуктивности, рассчитанной по данным конкретных месторождений. В других случаях они определяются прямыми расчетами. При этом необходимые данные для расчета принимаются, исходя из минимально допустимых параметров: средняя мощность рудных тел 1 м, содержание марганца 10-12%. С учетом этих же данных определяются категории прогнозных ресурсов. К категории P_1 относятся те перспективные площади, на которых имеются месторождения, а к категории P_2 – те, где установлены компактно расположенные рудопроявления (в границах перспективных участков) с промышленными параметрами, и к категории P_3 – участки, где имеются единичные рассредоточенные на обширной площади проявления или установлены косвенные признаки марганценосности.

Рассчитанные прогнозные ресурсы при недостаточной информации корректируются коэффициентами локализации (K_1) и достоверности (K_2), которые определяются методом экспертных оценок. Коэффициент локализации принимается, исходя из количества проявлений марганцевых руд, каждое из которых оценивается в 0.1. Максимальная величина коэффициента локализации составляет 0.6. В случае отсутствия промышленных рудопроявлений марганца на перспективной площади, коэффициент локализации составляет 0.08.

Коэффициент достоверности оценивается по степени изученности марганценосной площади. Для прогнозных ресурсов категории P_1 он принимается равным 0.6, P_2 – 0.4, P_3 – 0.3 (при наличии проявлений марганца) и 0,2 (при наличии только косвенных признаков марганценосности).

Таблица 2.3

Основные параметры прогнозируемых месторождений марганцевых руд (по аналогии с известными месторождениями СНГ)

Геолого-промышленные типы	Промышленные типы руд	Известные месторождения				Нижние пределы прогнозных ресурсов для месторождений по категориям, млн. т				
		Среднее содержание марганца	Запасы отдельных м-ний, млн. т руды	Максимальная глубина отработки, м открытая подземная	Количество запасов, млн. т глубина залегания, м	P_1		P_2		P_3
						эксплуат. и подготавл. к эксплуатации	разведанных и разведуемых	новых оцененных	в освоенных районах	в новых районах
Терригенно-осадочный	Оксидный	25-27	250-300	60-80 60-120	15-250 до 650	15	15	30	50	100-200
	Оксидно-карбонатный	22-28								
	Карбонатный	17-24								
	Оксидный	24.4								
Вулканогенно-осадочный	Оксидно-карбонатный	26.3	10-100	0-350 350-600	10-250 до 900	10	10	10-15	15-20	50-100
	Карбонатный	19.6								
Гипергенный	Оксидный	20-26	10-150	0-300 300-500	10-200 до 500	10	10	10-20	20-50	50-150

Способ экспертных оценок применяется в случаях малой достоверности исходного фактического материала, но при необходимости срочной прогнозной оценки района для этого используются специалисты высокой квалификации.

При подсчете прогнозных ресурсов марганцевых руд месторождений гипергенного типа особое внимание следует уделять возможности вымывания рыхлых (сажистых) руд в процессе проходки скважинами рудного горизонта без обсадки трубами с применением глинистых растворов. Это обстоятельство в значительной степени снижает выход рудного керна и сильно влияет на содержание основных компонентов в пробах, что отрицательно сказывается на результатах качественной оценки прогнозных ресурсов и определении коэффициента рудоносности. В таких случаях рекомендуется пробуривать рудный интервал всухую.

2.6. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений марганца и объектов с высококачественным сырьем

Как известно, в геологической истории Земли марганец концентрировался главным образом в пределах акваториальных зон в процессе формирования ее осадочной (вулканогенно-осадочной) оболочки. В осадочных толщах этот элемент накапливался как в рассеянном состоянии (первые проценты), так и в крупных локальных образованиях (месторождениях). Первичные осадочные концентрации марганца служили субстратом для формирования вторичных месторождений метаморфогенного и гипергенного типов.

Масштабы марганцеворудных концентраций и промышленных месторождений изменяются в очень широких пределах – от сотен тысяч до многих миллиардов тонн руды. В настоящее время известны крупные и весьма крупные концентрации марганцевых руд осадочного типа в пределах Южно-Украинского бассейна (2,5 млрд. т) и потенциальные ресурсы (30 млрд. т) - в Южно-Карском океаническом бассейне. Изучение их показало, что одним из главных факторов формирования этих крупномасштабных концентраций марганца является наличие бассейнов аноксического (безкислородного, сероводородного) типа, воды которых были благоприятны для накопления растворенного марганца. При этом первичный источник марганца мог быть как экзогенный, так и эндогенный, в том числе гидротермальный, не связанный с магматизмом [12].

Благоприятным фактором для гигантского накопления марганца в Южно-Карском остаточном океаническом бассейне сероводородного типа также был ничтожный привнос терригенного материала на протяжении достаточно длительного периода, что обусловило образование мощной марганценосной толщи (160 м). Здесь рудообразование происходило на континентальном склоне раннепермского бассейна в пределах глубин 1.5-3 км.

В "субокеаническом" олигоценовом бассейне Восточного Паратетиса марганцевые месторождения формировались в относительно мелководных частях прибрежных зон шельфовой области, сопряженной с глубоководными сероводородными котловинами.

Особенность рудного процесса в олигоценовом бассейне - его кратковременность и развитие в разнообразных фациально-палеогеографических обстановках в условиях узкого и широкого шельфа [12]. В последнем случае восходящие потоки, приносившие гидроксиды марганца из морских глубин, могли проявляться более интенсивно, что способствовало образованию крупных рудных концентраций.

Наиболее крупные месторождения гипергенного типа расположены в ЮАР в марганцеворудном поле Калахари с общими запасами 5 млрд. т. Образование их происходило в различных окислительно-восстановительных обстановках. При этом основные факторы гигантского рудонакопления были связаны с развитием кор выветривания по марганценосным карбонатным и силикатно-карбонатным материнским породам.

На формирование крупных месторождений марганца гипергенного типа большое влияние оказывала благоприятная климатическая обстановка со среднегодовыми температурами более 20^0С и количеством атмосферных осадков, превышающих 1500 мм/год [12].

Наиболее крупные месторождения марганца гипергенного типа связаны с латеритными корами выветривания площадного типа и в меньшей степени - с линейными корами. Марганцевые руды зон окисления в областях с умеренным климатом представляют собой естественные вторично обогащенные (остаточные) природные образования. Масштаб их во многом зависит от размеров первичного марганценосного субстрата, вовлеченного в гипергенное преобразование и может быть достаточно крупным (Порожинское месторождение).

Заключение

Оценка прогнозных ресурсов марганца категорий P_1 и P_2 производится с учетом географо-экономических условий рассматриваемого региона. В легкодоступных районах с благоприятными для промышленного освоения условиями принимают во внимание прогнозные ресурсы всех потенциально возможных месторождений, в том числе и мелких, расположенных вблизи горнорудных предприятий. В труднодоступных и слабоосвоенных районах промышленное значение могут иметь только крупные месторождения с благоприятными экономическими условиями отработки. При расчете прогнозных ресурсов также необходимо учитывать потребности народного хозяйства в марганцеворудном сырье в ближайшие годы и в перспективе.

При анализе фактического материала по марганценосности рассматриваемых рудных районов особое внимание следует уделять оценке экономической целесообразности освоения прогнозируемых месторождений марганцевых руд в конкретных географо-экономических условиях. При этом необходимо учитывать своеобразные условия инфраструктуры Крайнего Севера, а также приравненных к нему районов. В пределах этих регионов расчеты при определении рентабельности прогнозируемых объектов должны базироваться не на ценах марганцевой руды, а на корпоративных ценах, при которых доходы и прибыль формируются на стадии реализации конечных марганцевых продуктов. Такой подход обусловлен тем, что в условиях Российского рынка конкурентоспособна только конечная продукция.

Объективный анализ фактических материалов по марганценосности территории Российской Федерации и достоверная геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов показывают, что наиболее крупные месторождения марганцевых руд могут быть выявлены в Рогачевско-Тайнинском районе, расположенном на о. Новая Земля. Однако добыча их в современных экономических условиях нерентабельна. В пределах Уральского федерального округа предполагается выявление только мелких месторождений с запасами оксидных марганцевых руд до 1 млн. т и карбонатных руд до 3 - 5 млн. т.

На перспективных марганценосных площадях Сибирского федерального округа с учетом результатов геологоразведочных работ, полученных в последние годы, реально могут быть установлены более крупные месторождения, а в Центральном ФО в пределах Окско-Цнинского вала во Владимирской области можно ожидать открытие месторождений мелкого масштаба.

Литература

1. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений М.: Недра, 1983.
2. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям марганцевых руд.
3. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Ч. 1. Принципы и методы оценки / М.: 1989.193 с.
4. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Ч. 2. Оценка прогнозных ресурсов твердых горючих полезных ископаемых, черных и легирующих металлов / М.: ВИЭМС, 1988. 200 с.
5. Положение о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям (твердые полезные ископаемые) / М.: ВИЭМС, 1999. 28 с.
6. Покалов В.Т. Черные и легирующие металлы. Прогноз и проблемы // Национальная металлургия, 2002, № 1. С. 3-9.
7. Потконен Н.И., Столяров А.С., Шарков А.А., Тимофеева М.К., Лободина З.В. Минеральное сырье. Марганец. Справочник / М.: 1999. 50 с.
8. Рой С. Месторождения марганца / М.:, Мир, 1966. 520 с.
9. Рожнов А.А. Сравнительная характеристика марганцевых месторождений атасуйского и никопольско-чиатурского типов. Геология и геохимия марганца // М.: Наука, 1982.
10. Справочник геофизика / М.: Недра, 1984.
11. Столяров А.С., Ивлева Е.И., Потконен Н.И. Методические рекомендации по составлению прогнозно-минерагенических карт масштаба 1:200000 на марганцевое сырье / М.: ВИМС, 1995 57 с.
12. Столяров А.С., Потконен Н.И., Ивлева Е.И. Формирование крупных и весьма крупных месторождений и высококачественных руд марганца // Отечественная геология, 1998, № 4. С. 64-69.

13.Шарков А.А. Перспективы развития марганцеворудной базы Российской Федерации // Отечественная геология, 1993, № 9. С. 23-29.

14.Шарков А.А. Минерально-сырьевая база марганца России и проблемы ее использования // Разведка и охрана недр, 2000, № 11. С. 15-19.

15.Шарков А.А. Сырьевое обеспечение черной металлургии России. Марганцевые руды // Разведка и охрана недр, 2001, № 11-12. С. 16-21.

16.Шарков А.А. Российский марганец на рубеже XXI века // Природно-ресурсные Ведомости, 2001, № 19 (74). С. 4.

17. Шарков А.А. Оценка марганцеворудной базы России и перспективы ее развития Матлы. II Всеросс. научн.-техн. конф. Состояние марганцеворудной базы России и вопросы обеспечения промышленности. Красноярск: 2001. С. 13-19

3. ХРОМОВЫЕ РУДЫ

Введение

Единственным промышленно ценным минералом хрома является хромшпинелид, называемый в практике горного дела хромитом. Промышленный интерес представляют лишь маложелезистые разновидности хромшпинелидов - собственно хромит, алюмохромит, хромпикотит с широким изоморфизмом хрома и алюминия - от богатых хромом (65% Cr_2O_3, 8% Al_2O_3) до бедных хромом высокоглинозмистых разностей (31% Cr_2O_3, 36% Al_2O_3).

Качество хромовых руд определяется главным образом составом хромшпинелида и его содержанием в руде. По густоте вкрапленности руды делятся на две естественные группы - богатые и бедные, граница между которыми отвечает примерно 50% содержанию хромшпинелида [5].

Требованиями промышленности к качеству хромовых руд предусмотрена следующая формальная градация руд по густоте вкрапленности хромшпинелида: 90% - сплошные, 70-90% - густовкрапленные, 50-70% - средневкрапленные, 30-50% - редковкрапленные, 10-30% - убоговкрапленные. Сплошные и густовкрапленные руды используются в сыром виде, более бедные – в виде концентратов.

В связи со спецификой хромовых руд, в которых рудный минерал обладает переменным составом, руды с различным составом хромшпинелида используются в различных отраслях промышленности. Выделяются следующие промышленные типы хромовых руд: **металлургический** - высокохромистые руды, используемые также в других отраслях промышленности, потребляющих хромиты, **химический** - среднехромистые руды повышенной глиноземистости и железистости, которые могут использоваться также в огнеупорной промышленности, **огнеупорный** - высокоглиноземистые низкохромистые руды, не использующиеся в других отраслях промышленности.

Промышленные сорта хромовых руд регламентируются содержанием полезного компонента Cr_2O_3, нормированных компонентов SiO_2, FeO, Cr_2O_3/FeO и вредных примесей CaO, P_2O_5, S разных уровней содержаний для разных промышленных типов. В рудах и концентратах металлургического типа содержание Cr_2O_3 не менее 45%, при отношении Cr_2O_3/FeO не менее 2.5, содержании SiO_2 не более 10% и P и S не более 0.015%. Химические среднехромистые руды должны содержать не менее 45% Cr_2O_3, не более 14.5% FeO не более 8% SiO_2. Огнеупорные руды используются при содержаниях Cr_2O_3 не менее 45%, не более 14% FeO, 8% SiO_2 и 1.3% CaO. Как огнеупорные используются и среднехромистые руды с содержанием Cr_2O_3 33%, при содержаниях не более 8.5% SiO_2 и 2% CaO.

До начала 90-х гг. XX в. в России использовались в основном богатые руды Кемпирсайских месторождений Казахстана с содержанием Cr_2O_3 выше 48%. В настоящее время в связи с дефицитом собственных богатых руд и выявлением крупных объектов с бедными рудами в промышленное освоение вовлекаются месторождения с содержанием в рудах Cr_2O_3 25-30%.

Современные масштабы потребления хромовых руд значительны: в 1992 г. мировое потребление составило более 10 млн. т, Россия в том же году использовала около 1.5 млн. т. Масштабы потребления и требования к качеству руд и концентратов обусловливают необходимость поисков крупных месторождений с высококачественными рудами.

По разведанным запасам месторождения хромитов подразделяются [5] на: мелкие – 0.1 млн. т, средние – 0.1-1 млн. т, крупные - 1-10 млн. т, весьма крупные - 10-100 млн. т, уникальные - более 100 млн. т.

3.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и связь с геологическими формациями. Руднoформационная и генетическая классификация

Среди геологических хромитоносных формаций можно выделить две группы - эндогенных хромпродуцирующих и экзогенных формаций, формирующихся за счет разрушения эндогенных. В первую группу входят две формации: перидотит - пироксенит-норитовая (ППН) стратиформных массивов и офиолитовая, в составе которой выделяются три субформации (табл. 3.1). Рудные объекты этих формаций имеют основное промышленное значение и заключают более 97% мировых запасов, при этом более 86% заключено в первой. Однако вторая обладает более высококачественными рудами. С эндогенными формациями связаны крупные, в том числе уникальные месторождения хромитов. В россыпных формациях выявлены месторождения с запасами до 5 млн. т. С корами выветривания связаны мелкие месторождения с низкими содержаниями хрома в рудах.

В настоящей работе вопросы оценки прогнозных ресурсов хромовых руд рассматриваются для ведущих формационных типов.

Двум основным хромпродуцирующим формациям соответствуют два геолого-промышленных типа месторождений - стратиформный и альпинотипный (табл. 3.2.). Общим для этих формаций является сингенетичность хромитового оруденения рудовмещающим комплексам, а также локализация внутри базит-ультрабазитовых массивов. В то же время формации резко различаются временем формирования, положением интрузий в структурах земной коры, морфологией оруденения.

Хромитовые месторождения перидотит-пироксенит-норитовой (ППН) формации (стратиформный промышленный тип).

Базит-ультрабазитовые массивы ППН формации и связанные с ними хромитовые месторождения формировалась в период от позднего архея до позднего протерозоя. Максимум их генераций проявился в раннем протерозое (рис. 3.1). Структурами локализации были деструктивные элементы древних платформ (табл. 3.3.). Хромитоносные массивы представляют собой результат камерной дифференциации крупных (часто гигантских) порций магмы толеитового состава, внедрившейся в кристаллический фундамент или осадочно-вулканогенный чехол платформы. Результатом дифференциации является формирование лополитообразной интрузии внутренней субслоистой структуры с закономерной сменой состава пород в вертикальном разрезе.

В разрезе хромитоносных массивов снизу вверх выделяются три главные зоны - ультрамафитовая, переходная и мафитовая. Выделение зон производится по преобладающему составу кумулятивных минералов пород каждой зоны. В ультрамафитовой зоне преобладают дуниты, перидотиты и пироксениты, в нижней части переходной - пироксениты, сменяясь выше переслаиванием пироксенитов с норитами, анортозитами и реже перидотитами. Для мафитовой зоны характерны, нориты, габбронориты. В верхней части развиты габб-родиориты и феррodиориты. Массивы ППН формации обладают комплексной металлогенией, кроме хромитов с ними связано платинометалльное, сульфидное медно-никелевое, титаномагнетитовое и золотое оруденение.

Хромитоносные горизонты локализуются в ультрамафитовой или переходной зонах. В Мурманской области в массивах Имандровского плутона оруденение установлено в основании мафитовой зоны среди габброноритов. Интервал возможного проявления платинометалльной минерализации охватывает ультрамфитовую, переходную и нижнюю части мафитовой зоны, однако промышленные горизонты платиноидов, так называемые малосульфидные с медно-никелевой минерализацией тяготеют к верхней части переходной Титаномагнетитовая минерализация проявляется в габбро-диоритах верхних частей массивов.

Месторождения хромовых руд представляют собой горизонты хромитов развитые по всей латерали массива или на большей его части. При значительной протяженности их мощность обычно невелика - от нескольких десятков сантиметров до 3.5м, и лишь в некоторых массивах встречаются горизонты с аномальной мощностью - в Сарановском до 12м, в массиве Кеми (Финляндия) раздувы 40-метрового горизонта до 60-90 м.

Положение хромитоносных горизонтов в разрезе, их количество для каждого интрузива специфично. Более высококачественные руды характерны для ультрамафитовой зоны.

Таблица 3.1

Рудноформационная типизация хромитовых месторождений

Хромитоносные геологические формации	Рудные формации	Геотектоническая позиция хромитоносных массивов	Палеогеодинамическая обстановка формирования месторождений	Рудовмещающие породы	Генетический тип
1	2	3	4	5	6
Перидотит-пироксенит-норитовая	Хромитовая стратиформных массивов	Приуроченность массивов рудоносной формации к архей-протерозойским структурам платформ: а) краевым, контактным зонам зеленокаменных поясов с гранит-гнейсовым основанием (Кеми, Финляндия; Фискенессет, Гренландия); б) тектоническим зонам перикратонных прогибов (Бушвельд, ЮАР; Бураковский, Россия); в) интракратонным рифтогенным разломам (Великая Дайка, Зимбабве; Маскокс, Канада)		Дуниты, перидотиты, пироксениты,анортозиты	Магматический ликвационный
Офиолитовая формация (с подразделением на субформации сверху вниз): а) Габбро-норит-троктолитовая	Хромитовая альпинотипных массивов	Складчатые области фанерозоя (в основном каледонские и альпийские). Базит-ультрабазитовые массивы в составе аллохтонных и протрузивных блоков вдоль геоантиклинальных поднятий и крупных разломов орогенов	Океанический рифтогенез в условиях окраинных морей. Образование месторождений хромитов вблизи границы коры-мантия на конечных стадиях дифференциации протолерцолита	Троктолиты	Магматический сегрегационно-инъекционный
б) дунит-перидотит-пироксенитовая				Дуниты	
в) дунит-гарцбургитовая				Дуниты	
Формация россыпей	Хромитовая россыпная	Краевые части устойчивого воздымания внутриплатформенных поднятий (элювиальные месторождения Великой Дайки, Сарановского массива). Прибрежно-морские россыпи (Лукояновское месторождение хромитсодержащих Ti-Zr песков)		Элювиально-делювиальные россыпи и развалы, аллювиальные, гляциальные прибрежно-морские и дельтовые отложения	Элювиальный, делювиальный. аллювиальный
Формация кор выветривания	Хромитсодержащая кор выветривания	Латериты по эндогенным хромитсодержащим формациям. Формирование в гумидном климате в условиях слабо расчлененного рельефа (Кампо-Формозу, Бразилия; Сукинда, Индия)		Площадные и линейные коры выветривания	Кора выветривания

Таблица 3.2

Промышленная классификация хромитовых месторождений

Промышленные типы месторождений	Рудовмещающие формации		Морфология рудных залежей	Размеры рудных тел	Состав рудного хромшпинелида	Изменчивость		Промышленные типы руд	Промышленные сорта руд	Запасы месторождений	Примеры месторождений	Роль в общих запасах хромовых руд
						мощностей	содержаний					
Стратиформный	Перидотит-пироксенит-норитовая		Пласты или группы сближенных пластов выдержанной мощности	Мощность преимущественно первые дециметры, редко первые метры, протяженность от сотен метров до десятков километров (обычно по всей латерали массива)	В верхних горизонтах (анортозитах, пироксенитах)– среднехромистый, повышенной железистости и глиноземистости	Весьма низкая	Низкая средняя	Химический	Богатые (сплошные и густовкрапленные), реже бедные	п·10 тыс.т-п·100 млн.т	Бушвельд (ЮАР), Кеми (Финляндия). Аганозерское (Россия)	Ведущая
					В нижних горизонтах (дунитах, гарцбургитах)- преимущественно высокохромистый			Преимущественно металлургический				
Альпинотипный	Офиолитовая	Субформации: Габбро-норит-троктолитовая	Нерегулярные пласты, линзы, гнезда	Мощность преимущественно до первых метров, протяженность и ширина – десятки-первые сотни метров	Низкохромистый высокоглиноземистый	Низкая средняя	Низкая средняя	Огнеупорный	Преимущественно бедные	п·10-100 тыс.т.	Западно-Кемпирсайское (Казахстан), Камагуэй (Куба), Семаил (Оман)	Несущественная
		дунит-перидотит-пироксенитовая	Линзы, гнезда, жилы	Мощность первые метры до п·10м, ширина п·10м, до п·100м, длина десятки – сотни м до 2 км	От высоко- до низкохромистого, преимущественно среднехромистый повышенной железистости (за счет Fe^{3+} и Fe^{2+})	Средняя	Средняя	Преимущественно химический, редко металлургический	Преимущественно бедные, реже богатые	п·10-п·100 тыс.т	Акоджа (Филиппины), Хабарнинские (Россия), часть месторождений Троодоса	Несущественная
		Дунит-гарцбургитовая	Сложные жилообразные залежи жилы, столбы, линзы, реже гнезда, приуроченные к нескольким рудолокализующим системам. Высокая изменчивость морфоструктурных параметров	Мощность преимущественно первые метры-десятки метров (до 200м), ширина – десятки-сотни метров, длина – от десятков-сотен метров до первых километров	Высокоглиноземистый магнезиальный (в верхних "горизонтах")	Средняя, высокая, редко весьма высокая	Низкая, средняя	Огнеупорный	Преимущественно богатые или бедные (раздельно, реже совместно)	п·10-п млн.т	Мэзиклок (Филиппины), Цагли (Греция), Бурановское, Северо-Кемпирское – рудное поле (Казахстан)	Ведущая
					Высокохромистый магнезиальный (в средних "горизонтах")			Металлургический		п·10 тыс.т -п·100 млн.т	Южно-Кемпирсайские (Казахстан), Гулеман (Турция), Бульчиза (Албания)	

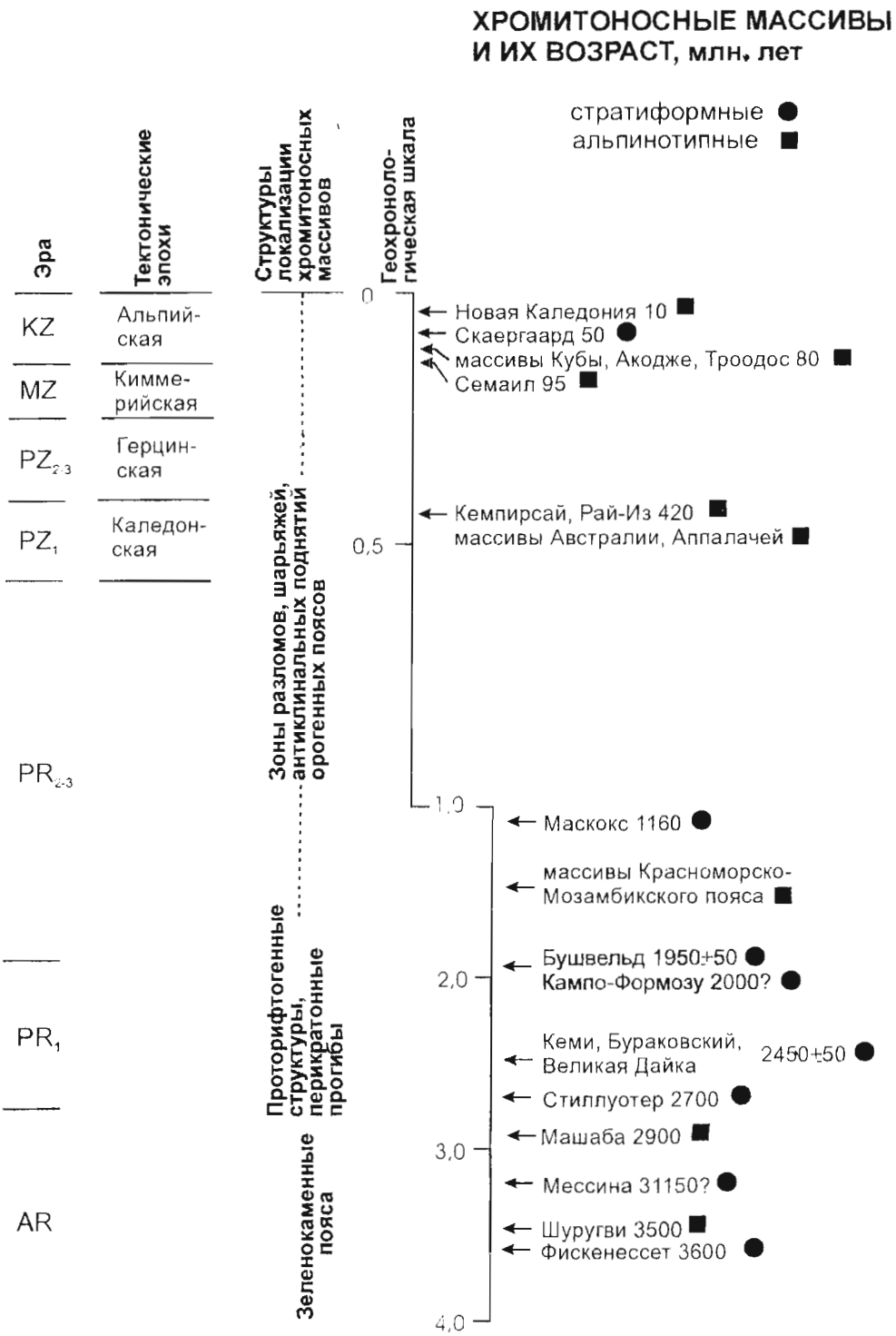

ХРОМИТОНОСНЫЕ МАССИВЫ
И ИХ ВОЗРАСТ, млн. лет
стратиформные
альпинотипные
Эра
Тектонические эпохи
Структуры локализации хромитоносных массивов
Геохронологическая шкала
KZ
Альпийская
MZ
Киммерийская
PZ2-3
Герцинская
PZ1
Каледонская
PR2-3
PR1
AR
Зоны разломов, шарьяжей, антиклинальных поднятий орогенных поясов
Проторифтогенные структуры, перикратонные прогибы
Зеленокаменные пояса
0
0,5
1,0
2,0
3,0
4,0
Новая Каледония 10
Скаергаард 50
массивы Кубы, Акодже, Троодос 80
Семаил 95
Кемпирсай, Рай-Из 420
массивы Австралии, Аппалачей
Маскокс 1160
массивы Красноморско-Мозамбикского пояса
Бушвельд 1950±50
Кампо-Формозу 2000?
Кеми, Бураковский, Великая Дайка
2450±50
Стиллуотер 2700
Машаба 2900
Мессина 31150?
Шуругви 3500
Фискенессет 3600

Рис. 3.1

Таблица 3.3

Геотектоническая позиция и положение в структуре Земной коры хромитоносных стратиформных массивов перидотит-пироксенит-норитовой формации

Геотектоническая позиция	Хромитоносные массивы	Возраст массивов, млрд. л.	Положение в структуре земной коры	Морфология массивов и постинтрузивные деформации
Зеленокаменные пояса архейских кратонов				
Северо-Атлантический кратон, пояс Исуа	Фискенессет (Гренландия)	3.6	Горизонты слоистых анортозитов среди плагиоклаз-калишпатовых (с рог. обм., биотитом и гранатом) гнейсов	Протяженные (свыше 125 км) пластообразные расслоенные тела (суммарной мощностью 100м-2000м). Складчатые деформации, внутрислойный будинаж, блоковые смещения
Кратон Ремансо, пояс Жакобина	Кампо-Формозу (Бразилия)	2.0	Зона контакта (по надвигу) пород зеленокаменного пояса Жакобина с нижнепротерозойскими гранитоидами кратона	Линейновытянутый (длиной 15 км) расслоенный массив (фрагмент) с падением под зону надвига 15-40°
Карельский кратон, пояс Перепохья	Кеми (Финляндия)	2.44	Контакт зеленокаменных туфогенно-осадочных пород пояса с позднеархейскими гранитоидами	Расслоенный вытянутый массив (фрагмент) с поперечными блоковыми смещениями и крутонаклонным залеганием (60-70°)
Интракратонные рифтогенные разломы				
Родезийский кратон, разлом Великой Дайки	Великая Дайка (Зимбабве)	2.46	Выполнение гигантского (длина 530 км, ширина 3-6-15 км) рифтогенного разлома среди архейских гранитоидов и гранитогнейсов	Серия сопряженных килевидных расслоенных лополитов
Канадский щит, подвижный пояс Большого Медвежьего озера, разлом Маскокс	Дайка Маскокс (Канада)	1.16	Выполнение рифтогенного разлома протяженностью свыше 150 км, ширина расслоенной части массива до 20 км	Расслоенный лополит с наклоном слоев к центру 20-30°
Перикратонные прогибы и разломные структуры в их основании				
а) массивы в эффузивно-осадочном чехле прогибов				
Каапвальский кратон перикратонный комплекс бассейна Ранда	Бушвельд (ЮАР)	2.05	Нижнепротерозойский прогиб, выполненный осадочно-вулканогенными отложениями мощностью свыше 20 км	Группа сопряженных расслоенных лополитов
Восточно-Европейская платформа, восточный перикратонный прогиб	Сарановский		Первичное не ясно	Протрузивные фрагменты расслоенного массива среди тектонизированных эффузивно-осадочных отложений венда
б) массивы в фундаменте перекратонных прогибов				
Карельский кратон, Онежский прогиб	Бураковский	2.44	Зона разломов среди гнейсов и гранитогнейсов архея	Расслоенный лополит с вертикальными блоковыми смещениями

Состав хромшпинелида хромититовых пластов изменяется от преобладающего среднехромистого повышенной железистости - ферро-ферриалюмохромита до высокохромистого магнезиального субферрихромита. От хромшпинелидов альпинотипных месторождений он отличается высокой железистостью (50-60%), повышенной степенью окисления железа (в среднем 30%), низким отношением Cr/Fe – 0.8-2.6, высоким содержанием элементов примесей TiO_2 – 0.4-1.6%, MnO – 0.2-0.9% [5].

Попутные компоненты хромовых руд - элементы платиновой группы. Повышенные концентрации платиноидов до нескольких грамм на тонну могут содержать как промышленные, так и непромышленные по хрому горизонты хромититов.

Хромитовые месторождения офиолитовой формации (альпинотипный промышленный тип).

В данной формации хромитовое оруденение формируется в нижней ее части, отвечающей петрологической границе кора-мантия [4]. Образование офиолитовых комплексов осуществляется в рифтовых структурах океанической коры. Хромитоносные массивы офиолитов известны с верхнего протерозоя (см. рис. 3.1). Самые крупные месторождения хромитов и суммарные запасы связаны с каледонскими структурами, многочисленные мелкие и средние по запасам месторождения широко проявлены в альпийском поясе. В альпийских, герцинских и каледонских складчатых системах хромитоносные массивы фиксируются в виде фрагментов офиолитов, располагаясь протяженными цепочками вдоль разломов по границам крупных геотектонических элементов орогенов, входят в состав аллохтонных блоков или образуют самостоятельные пластины и протрузивные блоки. По широкому развитию данных массивов в альпийском поясе они вне зависимости от возраста получили наименование альпинотипных. Сложная история выдвижения массивов с уровня кора-мантия обусловливает различную деформацию и метаморфизм слагающих пород [3]. Наиболее крупные менее деформированные массивы располагаются на стыке эв- и миогеосинклинальных структур вдоль региональных разломов. С этими массивами связаны самые крупные месторождения хромитов.

В обобщенном разрезе хромитоносной офиолитовой формации снизу вверх выделяются три субформации: дунит-гарцбургитовая (ДГ), дунит-перидотит-пироксенитовая (ДПП) и габбро-норит-троктолитовая (ГНТ) (см. табл. 3.1 и рис. 3.2). В конкретном массиве соотношение субформаций, полнота проявления каждой (вплоть до выпадения из разреза) зависит как от условий формирования, так и последующей тектонизации. Масштабы и качество хромитового оруденения резко убывают от ДГ субформации к ГНТ (см. табл. 3.2).

В ДГ субформации в составе мантийных перидотитов преобладают гарцбургиты. Значительный объем в массиве лерцолитов резко снижает перспективы выявления в нем оруденения. Хромитовое оруденение субформации связано с эпигенетическими дунитами. Масштабы и качество оруденения определяются масштабами развития дунитов, образующих во вмещающих гарцбургитах разнообразные по морфологии тела - жильные комплексы субсогласные и несогласные к полосчатости гарцбургитов, штоки, штокверки жил. Мощность жил может достигать десятков, протяженность - сотен метров. Штоки мощностью до сотен метров сопровождаются апофизами жильных образований. Объем и распространение дунитов обычно значительно превышают количество заключенного в них хромитового оруденения. Соотношение дунитов и оруденения проявляется в следующих вариантах: 1) рудные тела внутри крупных штоков, линз и жил дунитов, 2) дуниты слагают оторочки хромитовых тел мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, 3) оливин слагает только межзерновое пространство в жилах и прожилках хромитов.

Крупные месторождения с высококачественными рудами в ДГ субформации образуются в том случае, когда дуниты и оруденение локализуются в глубоких горизонтах субформации (Главное рудное поле Кемпирсая), а в вышележащих комплексах (ДПП субформации) дуниты отсутствуют. Если жильный дунитовый комплекс проявлен в верхних частях разреза субформации, то он, как правило, содержит мелкие - средние месторождения с рудами, в которых рудный хромшпинелид среднехромистый, повышенной глиноземистости и железистости (массивы Первомайский, Кракинские, Батамшинское рудное поле Кемпирсая).

Залегающая выше дунит-перидотит-пиросенитовая субформация представляет собой сложное линзовидно-полосчатое переслаивание перидотитов, пироксенитов, верлитов и дунитов мощностью от нескольких сотен метров до первых километров. В тех массивах, в которых

в данном комплексе установлено хромитовое оруденение, оно локализуется в его основании, в горизонте дунитов (так называемые краевые дуниты) мощностью от десятков до сотен метров.

В обобщенном разрезе офиолитовой формации ДПП субформация сменяется габбронорит-троктолитовой. В составе субслоистого комплекса субформации наряду с габброидами различного состава присутствуют слои и линзы анортозитов. Мелкие месторождения и проявления этой субформации встречаются в ее основании в троктолитах в тех случаях, когда ее породы непосредственно контактируют с дунит-гарцбургитовой субформацией. ДПП субформация в этом случае из разреза офиолитовой формации выпадает.

Состав рудного хромшпинелида месторождений офиолитовой формации зависит от состава вмещающих пород. В ДГ субформаци можно выделить две крайние петрологические ситуации. Первая - рудные тела в перидотитах с интенсивным проявлением эпигенетических дунитов. По существу рудные залежи локализуются среди дунитов и содержат высокохромистый (Cr_2O_3>52%) низкоглиноземистый (Al_2O_3<16%) хромшпинелид. Текстура руд от бедновкрапленных до густовкрапленных и сплошных. Вторая - рудные тела в гарцбургитах с незначительной оторочкой дунитов или оливином только в составе цемента рудных тел. Хромшпинелид таких руд среднехромистый (Cr_2O_3 33-46%) высокоглиноземистый (20-35% Al_2O_3).

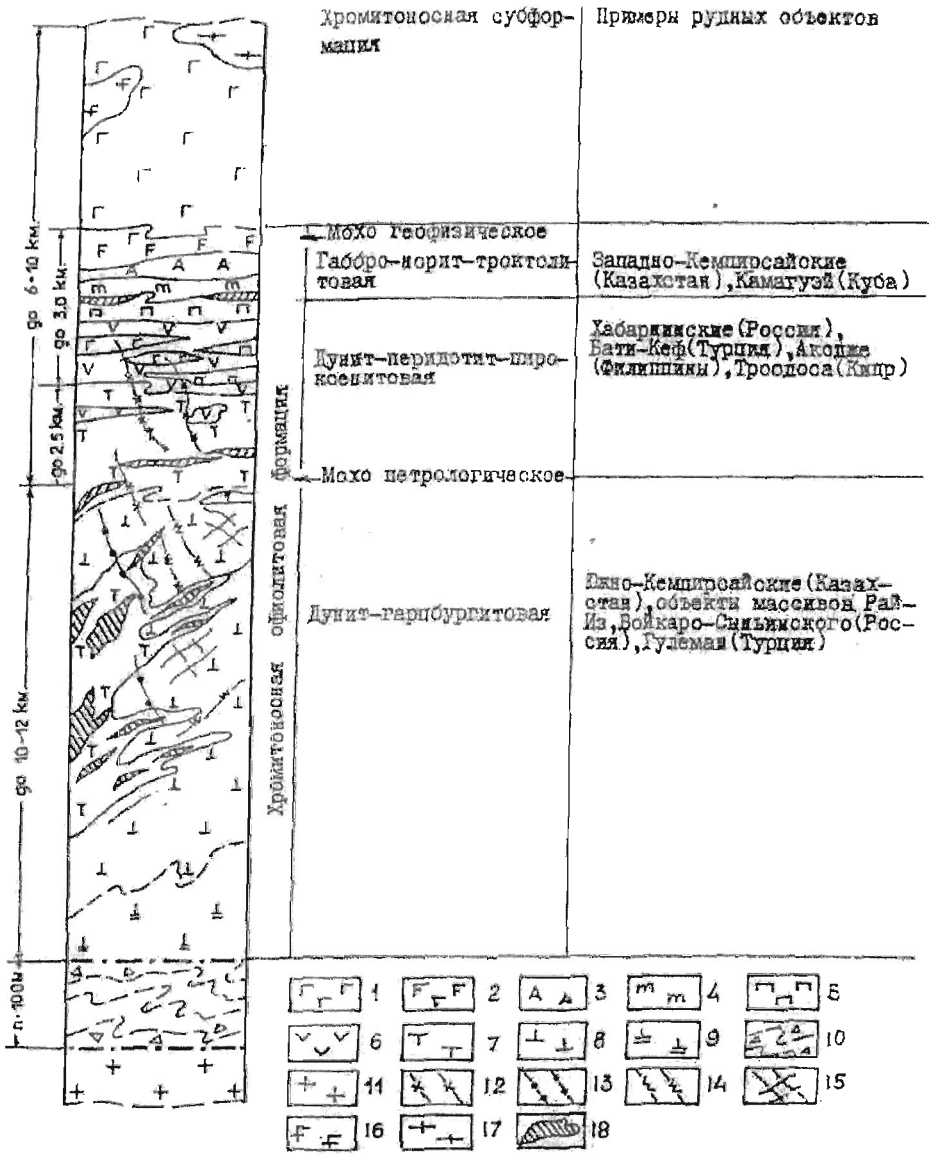


Рис. 3.2. Разрез и положение оруденения в хромитоносной офиолитовой формации:

1 - массивное габбро; 2 - габбронориты; 3 - анортозиты; 4 - троктолиты; 5 - клинопироксениты; 6 - верлиты; 7 - дуниты; 8 - гарцбургиты; 9 - лерцолиты; 10 - серпентиниты, амфиболиты, глаукофановые сланцы; 11 - породы аллохтона; 12 - дайки основного состава; жильные образования: 13 – энстатититы, 14 – вебстериты, 15 – дуниты; интрузии: 16 - габбро-диоритов, 17 – плагиогранитов. 18 - хромоворудные тела.

Хромшпинелид рудных объектов ГНТ субформации низкохромистый (Cr_2O_3 до 14%) высокоглиноземистый (до 46% Al_2O_3). Масштабы рудных объектов этой субформации незначительны и в настоящее время не эксплуатируются,

Сопутствующими компонентами хромовых руд офиолитовой формации являются элементы платиновой группы. Повышенные концентрации до 0,1 г/т характерны для густовкрапленных руд дунит-гарцбургитовой субформации. Более высокие концентрации до 5 г/т встречаются в хромовых рудах краевых дунитов (Верх-Нейвинский массив).

3.2. Промышленные типы хромитовых месторождений

Основными промышленными типами месторождений являются стратиформный и альпинотипный (см. табл. 3.2). Стратиформные месторождения заключают свыше 89% мировых запасов хромовых руд, альпинотипные - около 10%, менее 1% заключено в россыпных и месторождениях кор выветривания. Месторождения стратиформного типа обеспечивают свыше 72% мировой добычи руд и концентратов, альпинотипные - около 27%. Альпинотипные месторождения обладают более высококачественными рудами, содержание Cr_2O_3 в разрабатываемых месторождениях мира 30-50%, в стратиформных 20-45%, если исключить богатые руды Великой Дайки, то в основном 20-37.5%.

Месторождение стратиформного типа представляет собой пластообразную залежь, реже серию сближенных залежей (Главное Сарановское месторождение), развитых на значительной части массива, что определяется положением хромитоносного горизонта в разрезе массива, уровнем эрозионного среза и его тектонической нарушенностью. Для хромитоносных горизонтов характерна относительная выдержанность мощности и содержаний хромита по площади рудного горизонта, что позволяет оценивать ресурсы отдельных горизонтов и массива по отдельным достаточно полным разрезам.

Хромитоносные горизонты стратиформных массивов, как правило, обладают небольшой мощностью - от первых десятков сантиметров до 2-5 м. На Главном Сарановском месторождении отрабатываются горизонты мощностью до 14 м, на месторождении Кеми раздувы в подошве 5-метрового горизонта достигают 40-60 м. Хромитовые горизонты часто имеют асимметричное строение – в нижней части преобладают сплошные или густовкрапленные руды, выше они сменяются средне- и бедновкрапленными, реже руды равномерновкрапленные или симметричного строения с густовкрапленными в центре пласта. Руды стратиформных массивов обладают мелкозернистой структурой – размер рудного хромшпинелида от микронного до долей миллиметра и лишь изредка до 1-2 мм. состав хромита зависит от состава вмещающих пород. При общей повышенной железистости высокохромитые-низкоглиноземистые руды характерны для перидотитов, высокоглиноземистые–низкохромистые - для габброидов и анортозитов.

Масштабы ресурсов месторождений стратиформного типа определяются размерами массива и площадью распространения хромитоносного горизонта. Ресурсы Главного хромитового горизонта Аганозерского месторождения в Карелии при мощности в 2.5 м, содержании Cr_2O_3 22.6% и площади более 20 км^2 оцениваются в 210 млн.т.

Хромитовые месторождения офиолитовой формации чрезвычайно разнообразны в конкретном проявлении, что в первую очередь связано обычно со сложной морфологией рудных тел, высокой изменчивостью мощностей и содержаний. Можно выделить три структурные обстановки локализации хромитового оруденения, в которых проявлены подтипы альпинотипного промышленного типа. Первый подтип это разномасштабные, в том числе уникальные, месторождения Кемпирсайского массива в глубоких "горизонтах" гарцбургитов. Рудные залежи различной густоты вкрапленности с высокохромитым хромшпинелидом в крупных телах и жилах эпигенетических дунитов.

Второй – более мелкие объекты, структурно приближены к подошве дунит-перидотит-пироксенитовой формации. Рудные залежи в маломощных жильных и штокверковых телах эпигенетических дунитов. В рудах хромшпинелид среднехромистый повышенной глиноземистости. Резкой границы между этими двумя подтипами нет, но тенденция проявлена отчетливо и должна учитываться при оценке прогнозных ресурсов. В обеих обстановках рудные тела линзожилообразные до древовидных и спрутообразных, что затрудняет увязку рудных сечений даже при густой сети разведочных выработок.

Третий подтип – месторождения с рудными залежами в так называемых краевых дунитах дунит-перидотит-пироксенитовой субформации. Здесь рудные залежи более простой морфоло-

гии, преобладают руды средне-бедновкрапленные с участками густовкрапленных. В дунитах значительной мощности (сотни метров) руды высокохромистые, в маломощных дунитах возможны среднехромистые повышенной глиноземистости. Рудные тела на месторождениях этого подтипа линзо-пластообразные, реже неправильной формы. Масштабы месторождений этого подтипа - небольшие десятки, реже первые сотни тыс.т.

3.3. Категория прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания

Специфика минерагении хрома - формирование его концентраций в процессе магматической дифференциации ультраосновных расплавов в условиях верхней мантии или в магматических камерах нижних частей земной коры. В этих процессах хромитовое оруденение целиком локализуется в пределах базит-ультрабазитовых массивов двух основных рудоносных формаций. В связи с этим оценка потенциала хромитоносности территорий и локальных площадей сводится к оценке хромитоносности массивов и участков внутри них на основе структурных, формационных и петрологических критериев и геологических моделей, созданных на их основе (рис. 3.3, 3.4). Значение этих критериев на разных стадиях прогнозных работ меняется. На стадии мелкомасштабных работ основное значение имеют структурные критерии, позволяющие выделить закономерности распределения базит-ультрабазитовых массивов в пределах геотектонической области и на этой основе оценить их формационную принадлежность, наметить структуры, в пределах которых можно ожидать выявления новых хромитоносных массивов.

При региональных работах повышается значение формационного критерия, структурные критерии проявляются не только в оценке структурного положения массива, но и в определении его объемных размеров, в анализе распределения фациальных комплексов.

На стадии крупномасштабных поисков и локального прогноза главное значение приобретают структурно-петрологические критерии, включающие анализ масштабов и распределения рудоносных фаций и оруденения внутри них.

Самая крупная единица оценки хромитоносности - **металлогеническая провинция**. В металлогении хрома для офиолитовой формации это геосинклинальная (орогенная) область или ее значительный фрагмент, для перидотит-пироксенит-норитовой - крупный блок древней платформы или щита. Примерами могут служить Урал, Алтае-Саянская складчатая область, Кольско-Карельский блок Балтийского щита. В пределах этих территорий широко проявлены базит-ультрабазитовые массивы как с установленным хромитовым оруденением, так и массивы для постановки поисковых работ. Анализ хромитоносности провинций с выделением металлогенических зон, рудных районов осуществляется на основе геолого-геофизических материалов м-ба 1:1000000 - 1:500000. Прогноз ресурсов оценивается по отдельным крупным массивам, металлогеническим зонам в целом или рудным районам.

Металлогеническая зона в металлогении хрома - это серия хромитоносных базит-ультрабазитовых массивов в крупной тектонической структуре провинции. Так, на Полярном Урале в зоне Главного Уральского разлома выделяется Полярно-Уральская хромитоносная зона с массивами Сыум-Кеу, Рай-Из и Войкаро-Сыньинским, на Кольском полуострове - Имандро-Варзугская зона в одноименной рифтовой структуре (массивы Мончетундровский, Мончегорский, Умбареченский).

Рудный район объединяет группу рудных полей в пределах крупного (многие десятки-сотни кв. км) массива (Рай-Из) или рудные поля сближенных массивов относительно небольших размеров.

Рудное поле целиком располагается в пределах хромитоноеного массива и состоит из рудных объектов разных масштабов однотипной формационной принадлежности. В крупном массиве, в разных его частях, могут быть локализованы рудные поля разных формационных типов и подтипов. В Кемпирсайском массиве в Главном рудном поле развиты месторождения ДГ субформации в нижних горизонтах перидотитов, в центральной части расположено Батамшинское рудное поле с объектами ДГ субформации в верхних горизонтах, на юго-западе – Степнинское рудное поле с проявлениями хромовых руд в троктолитах ГНТ субформации.

Месторождение объединяет серию сближенных рудных тел в однотипной структурно-литологической обстановке с характерной морфологией рудных залежей. Так, на месторождении Центральном массива Рай-Из рудные залежи располагаются в крупном штоке дунитов и обладают сложной морфологией. Для месторождений Западного рудного поля этого же массива характерны прямые линзообразные тела в жильных дунитах среди вмещающих гарцбургитов.

Обобщенная модель строения хромитоносных стратиформных базит-ультрабазитовых массивов в разрезе

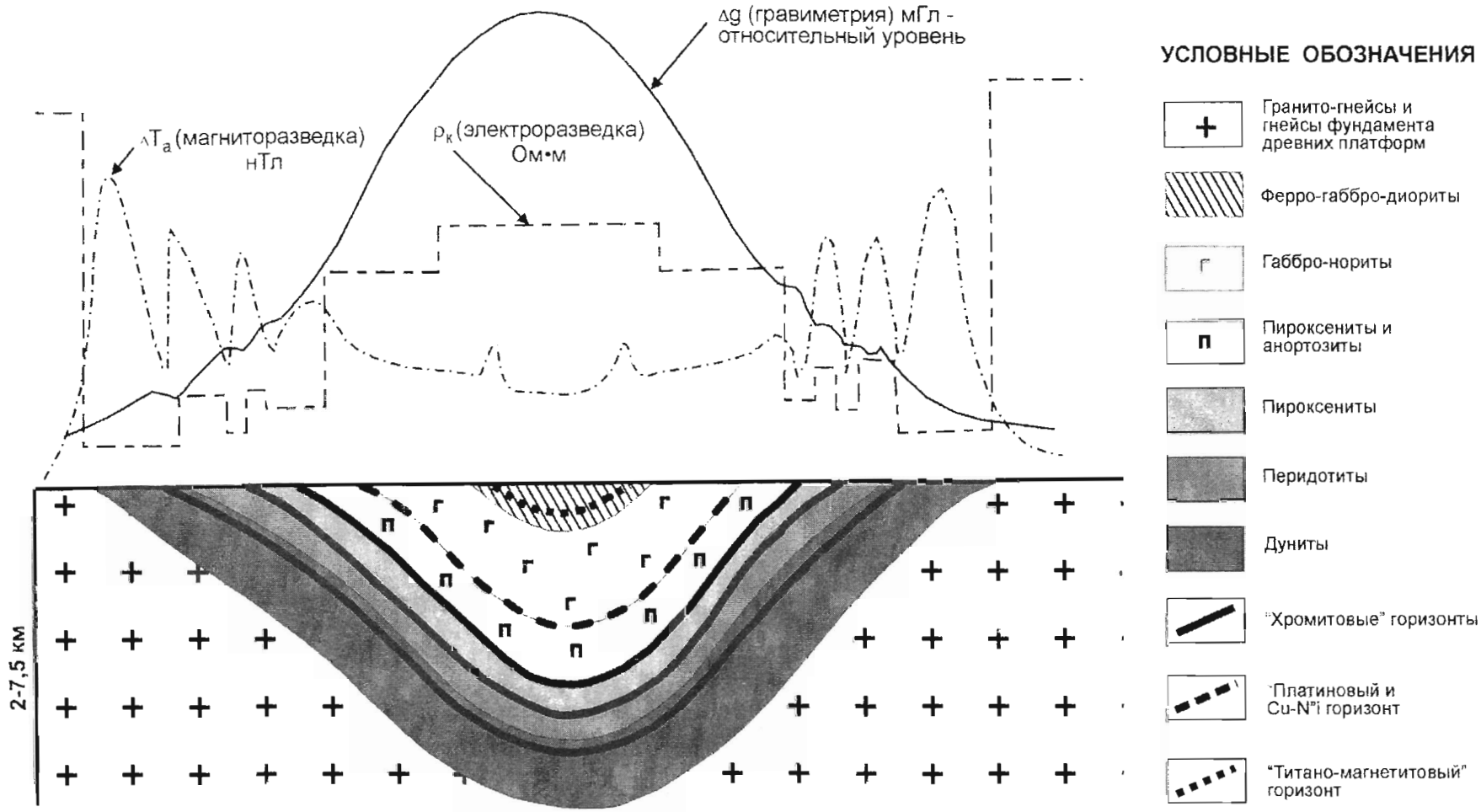
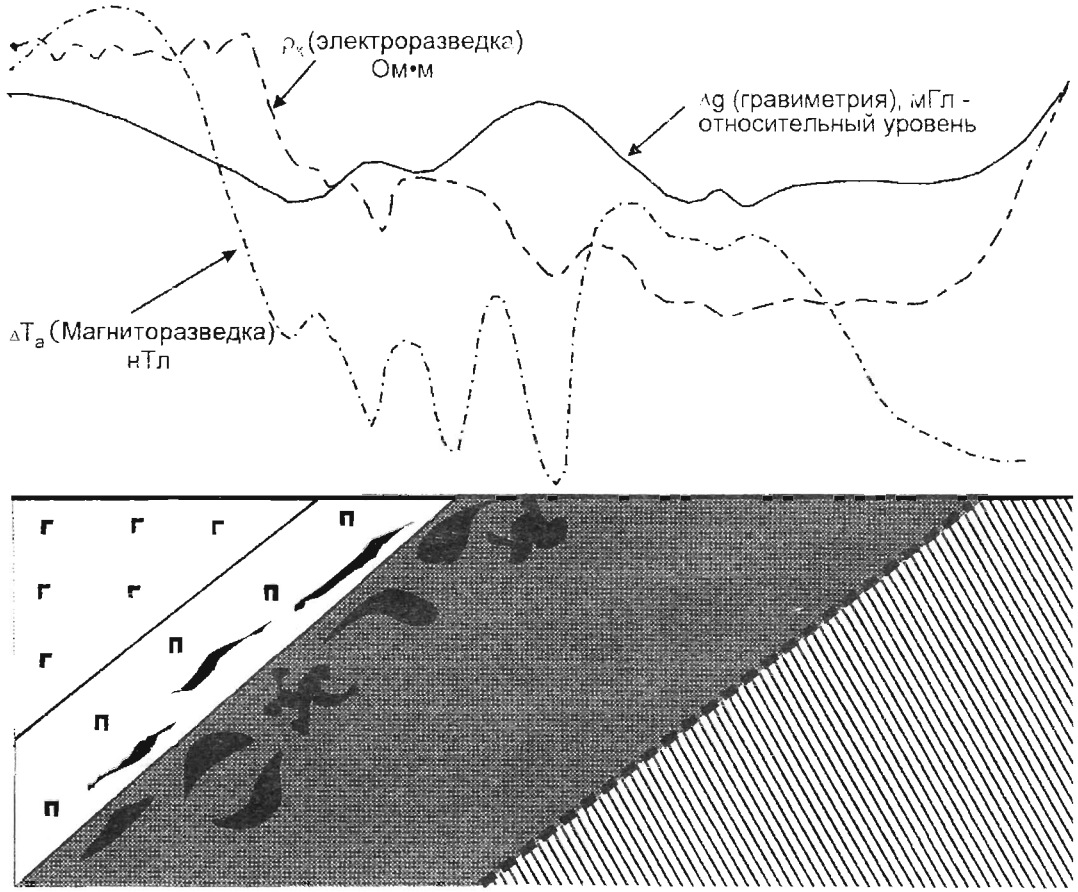


Рис. 3.3.

Обобщенная модель строения хромитоносных альпинотипных ультрабазитовых массивов в разрезе



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- г — Габброиды
- п — Дунит-верлит клинопироксенитовая субформация, мощность - первые сотни метров - первые км
- Дунит-гацбургитовая субформация, мощность - первые десятков км
- Миогеосинклинальный комплекс пород
- Рудные хромитовые тела
- Зона глубинного разлома

Рис. 3.4.

3.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски рудоносных площадей разного ранга

Комплексы критериев и признаков, используемые для выделения рудоносных площадей и объектов, для оценки их ресурсов, установлены при изучении хромитоносных территорий, хромитоносных массивов и локализовнных в них месторождений, а также теоретическими разработками об условиях образования хромоворудных концентраций.

Для стратиформной ППН формации такими критериями являются нижеследующие.

Геотектоническая позиция – структуры допалеозойских платформ: архейские зеленокаменные пояса, зоны разломов в краевых частях перикратонных прогибов, рифтогенные структуры и разломы нижнепротерозойского возраста.

Магматический критерий – расслоенные массивы перидотит-пироксенит-норитовой формации с характерными ультрамафитовой, переходной и мафитовой зонами. Размеры массивов сотни-тысячи км.^{2}

Структурно-петрологическая позиция оруденения – нижние и средние горизонты расслоенных массивов (ультрамафитовая, переходная, низы мафитовой зоны), хромититовые горизонты на границе пород разного состава или внутри пород однородного состава.

Морфологические параметры оруденения – тонкие пластообразные залежи мощностью десятки сантиметров – первые метры, часто образуют группы сближенных пластов выдержанной мощности и значительной протяженности - от сотен метров до десятков километров. Мощность рудоносных зон до сотен метров.

Минералого-геохимические критерии - состав рудного хромшпинелида зависит от состава вмещающих пород – с уменьшением основности пород падает его хромитоносность.

Сопутствующие полезные ископаемые – платинометалльная минерализация в горизонтах хромититов и в нижней части габброидного разреза, в так называемых малосульфидных горизонтах; титан-магнетитовая минерализация в верхней части габброидов среди феррогаббродиоритов.

Геофизические критерии – стратиформные массивы ППН формации характеризуются положительными аномалиями Δq интенсивностью до 300-500 мкм/с^2 с зоной высокого градиента смещенного к центру, концентрически зональными аномалиями магнитного поля, высоконасыщенными регулярными отражениями волновыми полями. Рудоносные зоны выделяются асимметричными аномалиями Δq в 0.8-1.0 мкм/с^2.

Для хромитоносных массивов офиолитовой формации в комплекс критериев прогноза и оценки площадей входят:

Геотектоническая позиция – аллохтонные массивы в складчатых областях различного возраста. Наиболее широко они развиты в каледонских и альпийских орогенах. Самые крупные месторождения в массивах каледонид.

Структурная позиция – размещение массивов в пограничных областях складчатых систем: в зоне контакта эв- и миогеосинклинальных образований, вдоль зон региональных разломов, в зонах разломов между антиклинальными и синклинальными структурами внутри орогенной области.

Магматические критерии – массивы с высокодеплетированными перидотитами дунит-гарцбургитового состава со значительным развитием эпигенетических рудоносных дунитов.

Морфологические параметры оруденения – рудные тела сложной формы – столбы, линзы, жилы, неправильные разветвленные тела, реже пластообразные залежи. Размеры тел сильно варьируют: длина и ширина - десятки-сотни метров, мощность - единицы–десятки метров.

Минералого-геохимические критерии – руды с высокохромистым хромшпинелидом в крупных дунитовых телах, повышенной глиноземистости – в маломощных дунитовых телах. Вблизи рудных тел железистость оливина падает до 3-5%. Руды дунит-гарцбургитовой субформации содержат руды различной густоты вкрапленности, для руд краевых дунитов характерны бедновкрапленные руды с редкими участками густовкрапленных, хромшпинелид высокохромистый повышенной железистости.

Сопутствующая минерализация – руды, особенно богатые, содержат платинометалльную минерализацию. Концентрация суммы платиноидов преимущественно сотые-десятые доли г/т.

Геофизические параметры – альпинотипные массивы выделяются положительными аномалиями Δq интенсивностью до 1000-1500 мкм/с^2 над слабо серпентинизированными массивами и отрицательными - над серпентинизированными. В магнитном поле они выделяются

сильно изрезанными аномалиями, согласными с внутренним строением массива. Рудные поля располагаются обычно в области максимальных значений силы тяжести.

3.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов

Оценка прогнозных ресурсов перспективных площадей и объектов на разных стадиях геологоразведочных работ осуществляется с различной достоверностью [6,8]. На стадии региональных работ (м-б 1:200000) определяются ресурсы категории P_3 (P_2) металлогенических зон и рудных районов, на стадии поисковых работ - ресурсы категории P_2 (P_1) рудных полей и узлов, на стадии оценки ресурсов рудопроявлений и месторождений - категории P_1-C_2, а на участках детализации - категории C_1. Крупномасштабные поисковые и оценочные работы, как правило, сопровождаются на локальных участках более детальными работами.

Оценка прогнозных ресурсов металлогенических зон и рудных районов категории P_3 (P_2). Задачами оценки ресурсов металлогенических зон и рудных районов являются:

- определение структурного положения базит-ультрабазитовых массивов, включающее возрастную характеристику вмещающих структур и массивов, определение формационной принадлежности массивов и выявление рудоносных фаций, определение на основе геолого-геофизических материалов не только площадных, но и объемных размеров массивов,
- выделение перспективных площадей рудных полей и узлов и определение прогнозных ресурсов категорий P_3 и P_2 [6].

Основой оценки прогнозных ресурсов служит металлогеническая карта региона с базит-ультрабазитовыми массивами, на которой на основе геолого-геофизических материалов выделяются поисковые критерии и признаки основных хромитоносных формаций. Оценка ресурсов производится по каждому массиву отдельно, а в случае выделения в массиве различных перспективных формационных комплексов - по площадям их распространения.

В областях древних щитов выделяются рифтогенные структуры, зеленокаменные пояса, перикратонные прогибы, краевые части кратонов, в складчатых поясах - зоны антиклинальных поднятий, глубинные разломы, крупные внутриорогенные разломы, офиолитовые пояса и их фрагменты. Оконтуривание ультраосновных массивов определение их формы, глубины залегания верхних и нижних кромок массивов анализируется по результатам геологического картирования, гравиметрической съемки м-ба 1:200000 и аэромагнитной съемки м-ба 1:50000 [1, 2]

Массивы обеих рудоносных формаций, в пределах которых возможен прогноз значительного объема ресурсов и выявление большого количества рудных объектов разного масштаба, в том числе и крупных месторождений, обладают огромными площадными размерами (сотни кв. км) и значительной мощностью (до 6-8 км), высокой степенью фациальной дифференцированности, широким проявлением рудоносных фаций, слабой тектонической нарушенностью.

Формационная принадлежность массива выясняется геологическим картированием с детальностью, позволяющей достаточно определенно отнести массив к одной или другой хромитоносной формации. Для массивов ППН формации необходимо установление расслоенности разреза массива от ультраосновных фаций к габброидным, в офиолитовой - установление соотношения субформаций, что позволяет оценить внутреннюю структуру массива, масштабы преобладания пород одной из субформаций и соответственно оценить возможные ресурсы.

Основные способы оценки прогнозных ресурсов категории P_3 при среднемасштабных работах - методы аналогии и экспертных оценок. При оценке ресурсов по методу аналогии в качестве основного параметра используется удельная продуктивность А, вычисленная на хорошо изученных эталонных объектах того же ранга (рудных узлах, районах). В расчет вводится площадь оцениваемого района S, рассчитанная как разница между площадью объекта внутри его геологических границ и площадью, где результаты поисков оруденения заведомо отрицательны, и поправочный коэффициент К, отражающий степень геологического сходства оцениваемого и эталонного объектов. Величина коэффициента подобия устанавливается по результатам экспертных оценок сравнения оцениваемого узла с соответствующими по рангу эталонами или моделями.

Потенциальные рудные поля, факторы и методы оценки ресурсов категории P_2 (P_1).

Перспективные рудные поля выделяются в пределах рудных районов в результате крупномасштабных поисково-съемочных работ (1:50 000), на площадях, выделенных в процессе региональных прогнозных работ. Основными задачами крупномасштабных работ являются:

- выявление площадей развития рудоносных фаций и определение их формационной принадлежности,

- определение общей структуры рудоносных фаций,

- установление типа хромитового оруденения на выявленных проявлениях или его прогноз по формационной принадлежности,

- определение прогнозных ресурсов категории P_2 (P_1).

Оценка ресурсов рудных полей осуществляется на основе геолого-геофизических моделей, определяемых формационным типом и подтипами прогнозируемых рудных объектов.

В связи со спецификой строения каждого рудного поля уточняются особенности проявления модели в конкретных условиях и методика проведения геологических и геофизических работ.

Основными методами геофизических работ, нацеленных на изучение структуры массивов и расчленения их по составу, являются гравиметрическая и магнитная съемка в м-бах 1:50000-1:25000. Метод ВЭЗ используется для установления погребенного рельефа.

В массивах офиолитовой формации возможно выделение рудных полей четырех типов, в каждом из которых можно ожидать определенного уровня ресурсов и качества хромитового оруденения.

Рудные поля с весьма крупными и уникальными месторождениями локализуются в ДГ субформации с интенсивным проявлением эпигенетических дунитов в средних и нижних частях разреза мантийных перидотитов. Дуниты формируют крупные линзо-жилообразные тела и штоки, в которых локализуются средне-густовкрапленные руды с высокохромистым хромшпинелидом.

Рудные поля с месторождениями средними и крупными, с рудами среднехромистыми повышенной глиноземистости локализуются в верхних частях ДГ субформации. Дуниты в рудных полях этого типа образуют жильные комплексы и штокверки жил небольшой мощности и протяженности. Структурно-рудные объекты данного типа приближены к основанию полосчатого комплекса ДПП субформации.

В ДПП субформации линзообразные и неправильно формы рудные тела располагаются в нижней части краевых дунитов, руды густо - и бедновкрапленные с преобладанием последних, хромшпинелид высокохромистый повышенной железистости, размеры месторождений мелкие и средние, очень редко крупные.

В ГНТ субформации до настоящего времени установлены лишь мелкие месторождения и проявления высокоглиноземистых руд. Прогноз ресурсов в этой субформации возможен только в том случае, когда слагающие ее породы непосредственно налегают на мантийные гарцбургиты.

Для оценки ресурсов рудных полей офиолитовой формации наиболее часто применяется метод экстраполяции. Расчет ресурсов производится по формуле

$$P_x=V_x-C_y, \text{ где}$$

P_x - прогнозные ресурсы в т,

V_x - объем перспективного участка, $м^3$,

C_y - удельная объемная продуктивность $т/м^3$.

$$C_y = \frac{P_o}{y}, \text{ где}$$

P_o - запасы эталонного объекта, т,

y - объем пород эталона, $м^3$.

Объемная продуктивность экстраполируется на прогнозируемую площадь с применение поправочного коэффициент, учитывающего степень геологических различий: $y = 1 - \frac{n}{N}$, где n - число отличающихся признаков, N - общее число признаков, по которым сравниваются площади.

Наиболее часто глубина оценки ресурсов рудных полей офиолитовой формации составляет 300 м. В рудном поле ДГ субформации с интенсивным проявлением рудоносных дунитов с многочисленными проявлениями хромовых руд на площади около 15 $км^2$ может быть локализовано до 30-35 млн. т прогнозных ресурсов [7].

Моделью рудного поля стратиформного массива ППН формации является весь массив небольшого размера (Северный Сарановский) или тектонически обособленный блок крупного массива (Аганозерский, Шалозерский блоки Бураковского массива).

При геологической съемке и поисках м-ба 1.50000 и крупнее выявляются основные особенности разреза и структуры массива, положение в разрезе хромитоносных горизонтов, наличие других типов минерализации - платинометалльного, титаномагнетитового, золотого.

В связи с пластообразной морфологией оруденения оценка ресурсов по категории P_2 для массивов данной формации не представляет затруднений даже по единичным пересечениям рудных горизонтов. Однако устойчивость их параметров должна быть оценена на участке детализации, где ресурсы могут быть оценены по категории P_1.

Участки, перспективные на выявление месторождений и рудных тел. Методы оценки перспективных участков, оценка ресурсов категорий P_1 и C_2.

Оценочные работы проводятся на участках с ресурсами категории P_1, выделенных в процессе поисковых работ. В зависимости от сложности строения и размеров объекта работы проводятся в м-бах 1:10000-1:2000 и детальнее. Цель работ - оценка промышленного значения выявленных при поисках проявлений хромовых руд в пределах площади с благоприятными поисковыми признаками, выбор наиболее перспективных объектов для предварительной разведки.

Основные задачи оценочных работ:

- оконтуривание площади месторождения в целом и отдельных рудных залежей,
- оценка качества руд, выделение типов и сортов руд, предварительная оценка обогатимости бедных и средневкрапленных руд,
- определение ресурсов категории P_1, и запасов категории C_2.

Для решения этих задач используется геологическое картирование с детальным изучением как естественных, так и искусственных обнажений хромовых руд. Если на стадии поисков основное значение имело изучение площади перспективного рудного поля, выявление признаков и проявлений хромитового оруденения, то на стадии оценки особое значение приобретает объемное картирование, в связи с чем расширяется комплекс геофизических методов. Поиски слепых и погребенных рудных тел осуществляются гравиметровой съемкой, приближенные к поверхности рудные тела выявляются также магнитной съемкой [2]. Для определения параметров хромоворудных подсечений в скважинах используются методы скважинного каротажа. Совместное использование методов НГК-С и ГГК-С дает возможность однозначно выявлять интервалы хромовых руд и устанавливать в них содержание Cr_2O_3 [1].

Картирование и выявление ресурсов хромовых руд в пределах участков месторождений осуществляется с учетом моделей рудных объектов основных хромпродуцирующих формаций. Моделью месторождения ПГН формации служит одна или серия пластообразных залежей стратиформного массива в ультраосновной или переходной зонах. Основные задачи детальных поисков: прослеживание устойчивости параметров хромитовых горизонтов по площади массива, изучение состава руд и распределения попутных компонентов в хромовых рудах и других горизонтах стратиформного массива, оценка обогатимости хромовых руд.

Модельные характеристики хромоворудных объектов офиолитовой формации чрезвычайно изменчивы, вследствие чего необходимо с учетом представлений о формационном типе изучаемого месторождения уточнение модели на участке детализации и распространения ее геолого-геофизических характеристик на всю площадь перспективного участка месторождения. Основными вопросами детального изучения рудных объектов офиолитовой формации являются: изучение структуры вмещающих перидотитов на основе картирования их плоскостных и линейных текстур, выделение фаций рудоносных дунитов и участков их распространения различной интенсивности, поиски и прослеживание рудоносных зон и рудных тел.

В результате оценочных работ степень геологической изученности месторождения, качества, вещественного состава и технологических свойств хромовых руд, а также горно-геологических условий эксплуатации должна обеспечить оценку промышленного значения месторождения с подсчетом большей части запасов по категории C_2, а на участках детализации - по категории C_1. Ресурсы категории P_1 рудного поля месторождения определяются также как на стадии поисков по объемным параметрам рудоносности. В обоснование расчетов закладываются параметры подсчета запасов категорий C_1 и C_2 с учетом поправочных коэффициентов проявленности поисковых признаков на участках прогноза.

3.6. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений и объектов с высококачественным сырьем

В главных хромоворудных формациях известны крупные и уникальные месторождения хромовых руд. К уникальным объектам офиолитовой формации относятся месторождения Кемпирсайского массива на Южном Урале (Казахстан). Суммарные запасы месторождений Главного рудного поля с высококачественными рудами составляют 320 млн.т, ресурсы всего массива оцениваются в 1.3 млрд. т. В перидотит-пироксенит-норитовой формации гигантские

месторождения хромитов связаны со стратиформными массивами Бушвельдским и Великой Дайкой. Запасы хромитовых горизонтов Бушвельдского массива составляют свыше 3.6 млрд. т, ресурсы оцениваются около 12 млрд. т. Массивы данной формации содержат крупные и сверхкрупные месторождения МПГ и медно-никелевых руд.

В обеих формациях крупные и уникальные месторождения хромитов приурочены к массивам огромных площадных размеров и большой мощности. Площадь Бушвельдского массива 65 тыс. км^2, Кемпирсайского - 900 км^2. Мощности этих массивов оцениваются в наиболее глубоких частях в 8 и 10 км соответственно.

Крупные хромитоносные массивы офиолитовой формации располагаются на границе эв- и миогеосинклинальных образований вдоль крупных региональных разломов и геоантиклинальных поднятий. В подобной ситуации находятся массивы Кемпирсайский, Войкаро-Сыньинский, Рай-Из, Сыум-Кеу. Для массивов в данной структурной обстановке характерна тенденция локализации оруденения в дунит-гарцбургитовой субформации. Во внутренних частях складчатых областей хромитовое оруденение располагается преимущественно в краевых дунитах, что особенно характерно для хромитоносных массивов Салаира и Кузнецкого Алатау.

Крупные месторождения хромитов с богатыми рудами локализуются в массивах, в которых широко проявлены эпигенетические хромитоносные дуниты в нижних и средних частях гарцбургитового разреза при отсутствии или слабом развитии краевых дунитов. Такая ситуация наблюдается в пределах Главного рудного поля Кемпирсайского массива. Можно предположить (при отсутствии статистических данных), что значительное проявление краевых дунитов, обладающих, как правило, повышенными рассеянными концентрациями хромшпинелида, служит отрицательным фактором формирования крупных месторождений дунит-гарцбургитовой субформации.

Состав рудного хромшпинелида офиолитовой формации определяется составом вмещающих пород. Руды с высокохромистым низкоглиноземистым и маложелезистым хромитом различной густоты вкрапленности образуются в мощных телах дунитов дунит-гарцбургитовой субформации. В маломощных телах дунитов обычно под основанием полосчатого комплекса формируются среднехромистые руды повышенной глиноземистости. В краевых дунитах преобладают руды редковкрапленные с высокохромистым хромитом повышенной железистости.

Масштабы месторождений ПГН формации при обычно небольшой мощности рудных пластов (1.5-2.5 м) и обычно пониженных содержаниях Cr_2O_3 (23-44%) определяются размерами массивов или отдельных крупных блоков. Качество руд зависит от состава вмещающих пород и повышается с увеличением основности пород и густоты вкрапленности рудного хромшпинелида.

Масштабность месторождений данной формации определяется высокой устойчивостью хромитоносных горизонтов по площади массива, что значительно упрощает оценку потенциальной рудоносности массива по отдельным достаточно полным разрезам.

Литература

1. Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач. Под. ред. В.Е.Никитского, В.В.Бродового / М.: Недра, 1976. 495 с.

2. Комплексные геофизические исследования при прогнозе, поисках и разведки хромитовых м-ний. Под. ред. Т.А.Смирновой, Л.А.Певзнера / М.: Недра, 1986. 260 с.

3. Ленных В.И., Перфильев А.С., Пучков В.Н. Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпинотипных офиолитовых массивов Урала // Геотектоника, 1978, № 4. С. 3-22.

4. Николаев В.И. Хромитоносные геологические формации с крупными месторождениями и высококачественными рудами // Отечественная геология, 1998, № 4. С. 58-63.

5. Поиски, разведка и оценка хромитовых месторождений. Под. ред. Т.А. Смирновой, В.И. Сегаловича / М.: Недра, 1987. 166 С.

6. Положение о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям (Твердые полезные ископаемые). МПР РФ, ВИМС. № 7. 28 с.

7. Реестр хромитопроявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Под. ред. Б.В.Перевозчикова, А.Ф. Морозова, Л.П. Тигунова. Пермь, 2000 г. 474 с.

8. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Ч. 2. Т.А.Смирнова. Месторождения хрома.

4.ТИТАН

Широкое распространение титана в земной коре (в среднем 0.6-0.61% веса земной коры, по данным В.И.Вернадского, А.А.Саукова и др., или около 1% в пересчете на диоксид титана) обусловливает возможность образования титановых руд в широком диапазоне природных условий (при кристаллизационной магматической дифференциации, при метасоматозе, при выветривании горных пород и осадочной дифференциации), что в свою очередь объясняет многочисленность генетических и минеральных типов руд, приуроченность к определенным комплексам пород и тектоническим областям, к определенным рудным и геологическим формациям. Эти особенности легли в основу геолого-формационной классификации титановых месторождений (табл. 4.1.; см. табл. 4.3.).

Все титановые месторождения разделяются на три основные группы: магматические (коренные), экзогенные (россыпные) и метаморфические (последний тип промышленного значения в Российской Федерации не имеет).

Коренные месторождения титана, содержащие более 50 млн. т, TiO_2 относятся к разряду весьма крупных, к крупным относятся месторождения с запасами 10-50 млн. т. TiO_2, к средним – 5-10 млн. т и к мелким – менее 5 млн. т.

Для магматических месторождений титана характерно наличие в пределах одного рудного тела как богатых массивных руд, так и бедных. По содержанию диоксида титана руды разделяются на богатые (12-35%), рядовые (7-12%) и бедные (5-7%).

Для экзогенных месторождений принята следующая градация россыпей по количеству запасов диоксида титана (в млн. т.): уникальные – более 10, крупные – 5-10, средние - 1-5 и мелкие – менее 1. Промышленная ценность россыпных месторождений определяется общим содержанием в них титановых минералов (ильменита, рутила, лей-коксена) и циркона не менее 30-40кг/м^3.

Первой товарной продукцией при переработке песков титановых россыпей и руд коренных месторождений являются титановые концентраты (ильменитовый, лейкок-сеновый и рутиловый), а также концентраты сопутствующих минералов: титано-магнетита (магнетита) с ванадием, апатита, циркона, дистен-силлиманита, ставролита и др.

В структуре потребления титановых концентратов выделяются два основных направления: 1) производство пигментного диоксида титана, 2) металлургическое производство губки для получения металлического титана.

В меньшей степени титановые концентраты используются в производстве ферротитана и в электросварочной отрасли (в основном рутил) для покрытия электродов.

В зависимости от использования ильменитовых концентратов в промышленности к ним предъявляются определенные технические требования по содержанию диоксида титана. Так, для получения пигмента содержание TiO_2 допускается в переделах от 45 до 59%, а для металлургического производства – не менее 63%. При этом необходимым условием является обязательное определение в ильменитовом концентрате содержаний вредных примесей (хрома, фосфора, ванадия, марганца, алюминия, кремния).

Помимо требований к качеству руды или концентрата при оценке необходимо учитывать основные параметры промышленных месторождений титана, допустимые глубины отработки их, а также географо-экономическое положение района оцениваемых ресурсов (освоенность, наличие путей сообщения, электроэнергии, близость металлургических и химических предприятий) [11,12].

Таблица 4.1.

Формационно-структурная позиция геолого-промышленных типов магматических месторождений титана

Геолого-промышленный тип (примеры эталонных объектов)	Рудная формация	Минеральные типы	Формационная принадлежность интрузивных комплексов, с которыми ассоциирует оруденение	Вмещающие породы	Геотектоническая позиция рудной формации и ее положение в тектонических циклах	Палеогеодинамическая обстановка периода рудообразования
1	2	3	4	5	6	7
1. Апатит-титаномагнетит-ильменитовый (Большой Сэйим, Гремяха-Вырмес, Маймаканское и др.)	Фосфорно-железо-титановая	Апатит-титаномагнетит (магнетит)-ильменитовый, титаномагнетит-ильменитовый, ильменитовый, апатит-ильменитовый, гематит-ильменитовый	Габбро-анортозитовая	Габбро, габбро-нориты, анортозиты, пироксениты, троктолиты, амфиболиты	Ранние этапы геосинклинальных циклов (2-3млрд. лет). Зоны глубинных пограничных разломов области сочленения кратонов и прилегающих складчатых областей	Орогенная активизация срединных массивов; кристаллизационная дифференциация симатической магмы
2. Ильменит-титаномагнетитовый (Куранахское, Цагинское, Юго-Восточная Гремяха)	Железо-титановая	Ильменит-титаномагнетитовый, титаномагнетит-ильменитовый	Габбро-анортозитовый	Габбро, габбро-нориты, анортозиты, пироксениты, амфиболиты		
3. Ильменит-титаномагнетитовый (магнетитовый), Лысанское, Кусинское, Медведевское, Пудожгорское, Чинейское	Железо-титановая	Ильменит-титаномагнетитовый, апатит-ильменит-титаномагнетитовый, ильменит-магнетитовый, титаномагнетитовый	Габбро-диорит-диабазовая, габбро-пироксенитовая, габбро-перидотит-пироксенитовая	Габбро, габбро-нориты, амфиболиты,пироксениты, перидотиты	Геосинклинальный цикл (позднепротерозойский). Внутригеосинклинальные региональные разломы ранних стадий инверсии	Орогенная активизация, образование пластовых дифференцированных интрузий; метаморфизм различной степени

Продолжение табл. 4.1.

1	2	3	4	5	6	7
4. Лопаритовый* (Ловозерское)	Титан-редкометалльная	Лопаритовый	Нефилин-сиенитовая	Агпаитовые нефилиновые сиениты, ийолиты, уртиты	Платформенный цикл (позднепалеозойский, герцинский)	Активизация консолидированных областей (щитов) в зоне сквозьструктурного разлома; образование многофазных массивов центрального типа
5. Сфен-титаномагнетит-апатит-нефелиновый** (Юкспорское, Кукисвумчорское)	Титан-фосфорно-алюминиевая	Апатит-нефелиновый, титаномагнетит (сфен)-апатит-нефелиновый				
6. Перовскит-титаномагнетиттовый** (Африканда. Вуорвиярвинское)	Титан-редкометалльная	Перовскит-титаномагнетитовый	Уртит-малиньитовая	Оливиниты, ийолиты. пироксениты, нефелиновые пироксениты, мельтейгиты	Платформенный цикл (палеозойский, мезозойский)	Активизация платформ и щитов в зонах рифтов и сквозьструктурных разломов; образование многофазных массивов центрального типа

* Титан извлекается попутно

** Титан не извлекается

4.1.Магматогенные месторождения

4.1.1.Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и их связь с геологическими формациями. Руднoформационная и генетическая классификация

Магматогенные месторождения титана имеют тесную пространственную связь с участками земной коры, где был широко проявлен интрузивный магматизм основного состава, с которым генетически связано титановое оруденение.

Особенности проявления основного магматизма в геологической истории Земли определили закономерную приуроченность титановых месторождений к определенным геотектоническим структурам земной коры. Образование наиболее крупных промышленных месторождений титана непосредственно связано с разломной тектоникой, сопутствующей формированию складчатых структур архейской, байкальской, каледонской и реже герцинской эпох, обрамляющих жесткие блоки древних щитов и более молодые консолидированные участки земной коры (молодые платформы, срединные массивы). Комплексные титан-редкометальные месторождения более молодого палеозой-ского и реже - мезо-кайнозойского возраста приурочены к дифференцированным массивам ультраосновных щелочных пород в пределах зон автономной активизации платформ (см. табл.4.1).

По своему пространственному и временному проявлению в крупных геоблоках земной коры разрывные нарушения могут быть подразделены на системы разломов краевого шва, внутригеосинклинальные и внутриплатформенные.

Рудные месторождения титана пространственно и генетически тесно связаны с комплексом магматических и метаморфических пород. Для магматогенных месторож-дений титана рудогенерирующими являются: формация докембрийских анортозитов, комплекс интрузивных пород габбро-диорит-диабазовой, габбро-пироксенитовой, габбро-перидотит-пироксенитовой формаций и пестрые по составу породы интрузивных массивов ультраосновной-щелочной и щелочной магматических ассоциаций. С первыми тремя формациями связаны две основные титаноносные рудные формации – фосфорно-железо-титановая и железо-титановая [2, 3, 4, 5, 8]. Наибольший практический интерес как источники титанового сырья как в Российской Федерации, так и за рубежом представляют именно эти рудные формации (типы 1, 2, 3, табл. 4.1, 4.2). При этом более 90% мировых запасов титана связаны с формацией докембрийских анортозитов.

Магматическая формация докембрийских анортозитов представлена в основном породами полевошпатового состава (битовниты, андезиниты, лабрадориты), меланократовыми дифференциатами (габбро, габбронориты, нориты и др.), имеющими подчиненное значение. Породы формации образуют значительные по объемам интрузивные тела, залегающие среди сильно метаморфизованных пород. Становление массивов происходило на ранних стадиях формирования земной коры на значительных (более 10 км) глубинах в спокойной тектонической обстановке. Для габбро-анортозитовых (анортозитовых) массивов характерно произвольное распределение габброидных и полевошпатовых пород, для некоторых из них наблюдается приуроченность более меланократовых разностей к периферийным частям массивов (краевая фация). Месторождения титана, связанные с массивами анортозитов, характеризуются крупными масштабами, руды их содержат до 70% свободного ильменита (м-ние Лак-Тио, Канада). Месторождения данной формации наряду с титановой несут менее выраженную минерализацию железа, ванадия, фосфора и еще реже - никеля, кобальта, меди.

Габбро-диорит-диабазовая формация представлена слабо дифференцированными гипабиссальными интрузиями габбро, габбро-диабазов, габбро-порфиритов, диабазов, авгитовых диоритов, диорит-порфиритов и очень редко пироксенитов. Данная формация - интрузивный гипабиссальный аналог спилитовой и диабазовой формаций или геосинклинальный эквивалент траповых интрузий устойчивых областей. Интрузии габбро-диорит-диабазовой формации образуют преимущественно пластовые тела - силлы, внедрение которых происходило на самых ранних этапах развития геосинклинали. В результате последующих деформаций интрузии совместно с вмещающими породами были подвержены метаморфизму и преобразованы в амфиболиты, актинолитовые сланцы и другие породы. С интрузиями габбро-диорит-диабазовой формации связано в основном титаномагнетитовое

Таблица 4.2.

Геолого-промышленные (промышленные) типы магматических месторождений титана

Геолого-промышленный тип	Промышленное значение	Обогатимость руд	Масштаб месторождений, характер распределения оруденения	Основные и второстепенные рудные минералы, компоненты	Средние содержания основных и попутных компонентов	Характер залегания и параметры рудных тел	Удельная продуктивность рудной залежи, TiO_2т/м^3	Примеры эталонных объектов
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1. Апатит-титаномагнетит-ильменитовый	Ведущее	Легкообогатимые	Крупное, вкрапленные, густовкрапленные, массивные руды	Ильменит, титаномагнетит, гемоильменит, магнетит, апатит, пирротин,пирит; P, Fe, V, Sc	TiO_2 – 5-11% (вкрапленные руды), TiO_2 – 11-30% (густовкрапленные и массивные руды). V_2O_5 – 0.04-0.6%; P_2O_5 – 0.2-16.0%	Протяженные рудные залежи, образованные крутопадающими пластовыми линзообразными телами: мощность – десятки, первые сотни метров, длина–сотни, до 2000м (по простиранию), сотни метров (по падению)	0.25-0.4 (для вкрапленных руд); 0.8-1.2 (для массивных руд)	Большой Сэйим, Гремяха-Вырмес, Маймаканское и др.
2. Ильменит-титаномагнетитовый	Значительное		От мелкого до крупного: массивные, вкрапленные и густовкрапленные руды	Ильменит, титаномагнетит, пирротин, пирит, халькопирит, Fe, V, Sc	TiO_2 - 5-25; $Fe_{общ.}$-17-60%; V_2O_5 – 0.02-0.6% до 1.04%	Жилообразные, пластообразные, линзообразные, крутопадающие рудные тела протяженностью до 2км, мощностью от десятков метров до сотен метров	0.25-0.4 (для вкрапленных руд); 0.8-1.2 (для массивных руд)	Куранахское, Чагинское, Юго-Восточная Гремяха и др.
3. Ильменит-титаномагнетитовый (магнетитовый)	До значительного	Труднообогатимые; легкообогатимые (ильменит-магнетитовые метаморфизованные руды)	От среднего до крупного; вкрапленные и массивные руды	Ильменит, титаномагнтит, магнетит, апатит, пирит, пирротин. Fe, P, V, Sc, Cu, Co, Ni, Pt и др.	TiO_2– 5-15%; $Fe_{общ.}$ – 15-60%; V_2O_5 – 0,2-0,9%	Жилообразные тела массивных руд; пластообразные рудные залежи залегающие согласно с падением вмещающих пород; простирание залежей (рудных тел) от первых метров до первых км, мощность от нескольких метров (для массивных руд) до десятков метров (для вкрапленных)	0.07-0.1	Лысанское, Кусинское, Медведевское, Чинейское, Пудожгорское
4. Лопаритовый	Незначительное	Легкообогатимые, титан извлекается попутно	От мелкого до крупного, крупные зоны вкрапленных руд	Лопарит; Ta, Nb, TR	TiO_2 – 1.0-3.2%; TiO_2 в лопарите – 37-41%	Субгоризонтальная пластообразная залежь кольцевой формы в плане; протяженность рудных пластов более 70м, средняя мощность 6м		Ловозерское

оруденение (Пудожгорское месторождение Карелии, Кусинско-Копанская группа месторождений на Урале).

Интрузивные тела ультраосновного состава генетически связаны с наиболее основными дифференциатами пород габбро-перидотит-пироксенитовой и габбро-пироксенитовой формаций. Интрузии данных формаций обычно образуют линейные в плане тела и пояса, вытянутые согласно простиранию складчатых структур и связанные с зонами глубинных разломов. Наиболее распространенные породы формаций - габбро, оливиновое габбро, реже - нориты, анортозиты, гранитизированные габбро и габбро-диориты. Породы ультраосновного состава имеют подчиненное значение и представлены пироксенитами, реже дунитами и перидотитами. К интрузивным телам этих формаций приурочены магматогенные месторождения хромита, платины и титаномагнетита (ильменит содержится в подчиненных количествах), характеризующиеся низким содержанием TiO_2 - 3-4% (Первоуральское, Качканарское и Подлысанская группа месторождений в Восточных Саянах).

В месторождениях, связанных с интрузиями, которые являются производными ультраосновной щелочной магмы, титан имеет промышленное значение лишь в случае его попутного извлечения при переработке комплексных руд – типы 4, 5, 6 (см. табл. 4.1, 4.2, м-ния Африканда, Ковдорское, Хибинское, Ловозерское и др. на Кольском п-ове).

4.1.2. Промышленные типы месторождений

Запасы магматических месторождений титана, учтенные в Государственном балансе, составляют 40.1% кат. $A+B+C_1+C_2$ (на 01.01.2001г.). На территории Российской Федерации к собственно титановым геолого-промышленным типам: относятся апатит-титаномагнетит-ильменитовый и ильменит-титаномагнетитовый (см. табл. 4.1, 4.2).

Месторождения апатит-титаномагнетит-ильменитового геолого-промышленного типа на территории России приурочены в основном к габбро-анортозитовой формации; ильменит-титаномагнетитовый тип присутствует как в габбро-анортозитовой формации, так и в габбро-диорит-диабазовой и габбрро-пироксенитовой. Месторождения этих выделенных типов характеризуются разнообразными минеральными типами руд, которые могут встречаться совместно в различных сочетаниях и соотношениях. Выделение месторождения в тот или иной промышленный тип осуществляется по преобладающему на нем минеральному типу руд, обусловливающему как технологию обогащения, так набор получаемых концентратов (ильменитовый, титаномагнетитовый, магнетитовый, апатитовый).

Основными элементами комплексной модели магматических месторождений являются:

- совмещение рудной и рудогенерирующей формаций,
- взаимоотношение несущих оруденение интрузий с вмещающими породами (гнейсами, гранитами, монцонитами, мангеритами и др.), характер контактов,
- наличие процессов метасоматоза, регионального и локального метаморфизма, влияющих на качество руд,
- рудовмещающие и рудоконтролирующие структуры: разломы и оперяющие их трещины и др. элементы прототектоники,
- зональность рудоносного массива и рудных залежей от анортозитов до меланократовых габброидов и пироксенитов,
- приуроченность ильменит- титаномагнетитового оруденения к меланократовым породам.
- перекрывающие породы (коры химического выветривания, осадочные породы).

Наряду с представленными элементами комплексной типовой модели для эндогенных месторождений титана характерны индивидуальные особенности как по условиям залегания, по форме рудных залежей, так и по минеральному составу (рис. 4.1).

Месторождение апатит-титаномагнетит-ильменитового промышленного типа габбро-анортозитовой формации (м-ние Большой Сэйим)

Месторождение расположено на юго-востоке Куранахской части Каларского массива Джугджуро-Станового пояса анортозитов в зоне глубинного разлома и приурочено к реликтовым выходам пород краевой фации в восточной части Каларского массива. На площади месторождения развиты преимущественно метаморфизованные и диафторированные разности габброидов (от габбро до пироксенитов и горнблендитов). В пределах месторождения

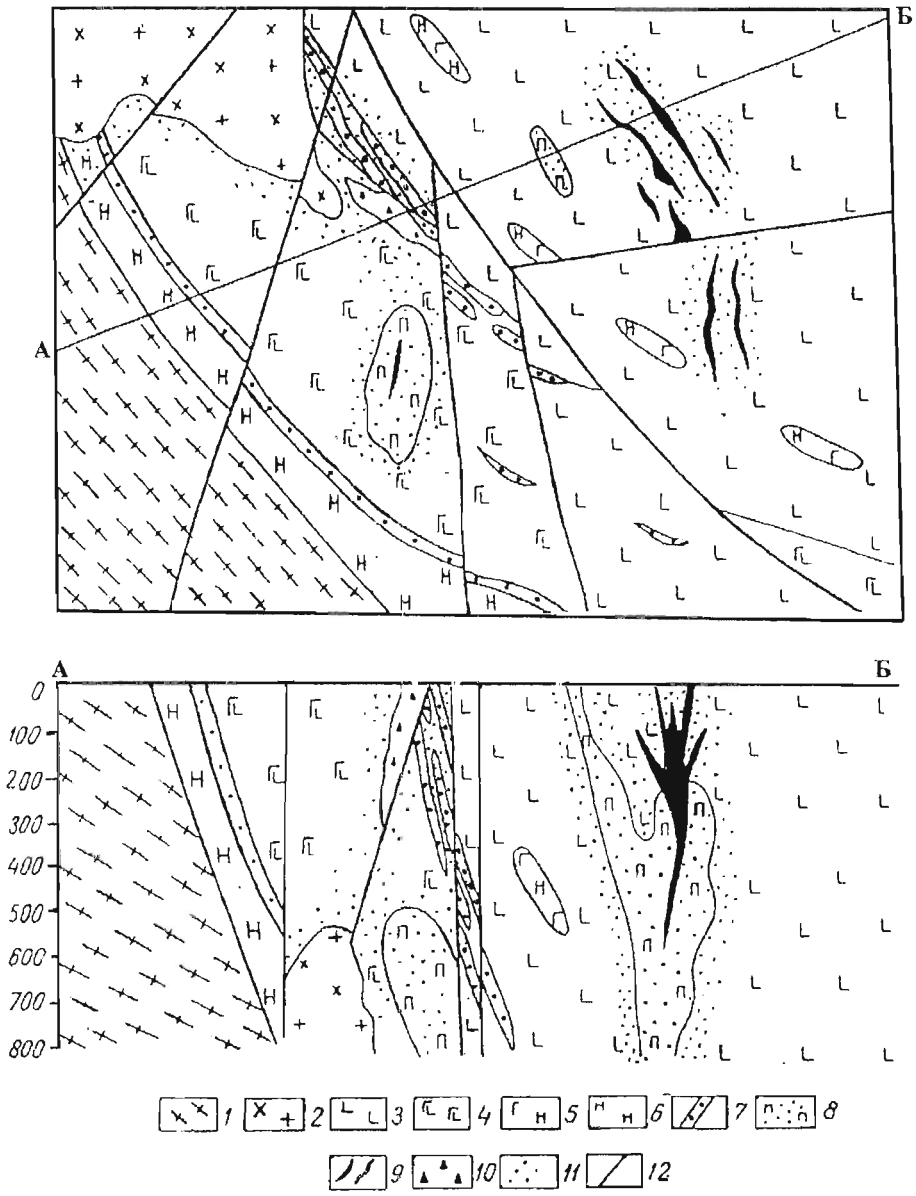


Рис.4.1. Обобщающая модель локализации фосфорно-железо-титановых руд в габбро-анортозитовой формации (по Е.А.Панских)

1-6 - архейские образования: 1 – кристаллосланцы и гнейсы, 2 – граниты, сиениты, 3 – анортозиты, 4 – лейкогаббро и габбро-анортозиты, 5 – габбро-нориты, 6 – нориты; 7-10 - руды: 7 - раннемагматические (вкрапленные в габбро), 8 – позднемагматические (вкрапленные в пироксенитах), 9 – позднемагматические (массивные руды), 10 - метаморфогенно-метасоматические; 11 - первичные ореолы рассеяния ильменита; 12 - тектонические нарушения.

выделяются две рудные зоны субмеридионального и северо-западного простирания протяженностью порядка 1 км и мощностью от 150 до 400м. Морфологически рудные тела месторождения представлены пластообразными, линзообразными залежами полосчатого строения, подчеркиваемого различными концентрациями рудных минералов. Наиболее распространены вкрапленные руды в габбро с содержанием рудных минералов от 10 до 60% (TiO_2 от 5-7 до 15%). Менее распространены вкрапленные руды в пироксенитах (от 30 до 60-70% рудных минералов и содержанием TiO_2 15-20%). Ограниченное распространение имеют жильные массивные руды с содержанием рудных минералов > 70% и TiO_2 > 15%.

Руды приурочены к низам ритмов в меланократовых разновидностях габброидов и характеризуются титаномагнетит-ильменитовым, апатит-титаномагнетит-ильменитовым и

апатит-магнетит-ильменитовым составов с соотношением ильменита к магнетиту 2:1 и титаномагнетиту 1:1. По минеральному составу наряду с перечисленными выделяются титаномагнетит-гемоильменитовый, ильменит-магнетитовый и ильменитовый типы руд.

При обогащении руд получены кондиционные ильменитовый (TiO_2 48%), магнетитовый (железо-ванадиевый, $Fe_{общ.}$ 63%, V_2O_5 0.7%), апатитовый (P_2O_5 40%) концентраты.

По запасам диоксида титана месторождение относится к крупному.

Месторождение ильменит-титаномагнетитового промышленного типа габбро-анортозитовой формации (Куранахское м-ние)

Месторождение расположено на северо-восточной окраине Каларского массива в зоне перехода пород центральной фации к краевой и представляет собой серию обособленных субпараллельных залежей жилообразной формы протяженностью от 0.8 до 2 км и мощностью от 1-2 до 100 м. Они сложены массивными рудами с линзами и шлирами рудных крупнозернистых габбро. Площадь месторождения разбита разломами северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направления на три крупных ступенчато приподнятых относительно друг друга блока. Предполагается, что вследствие этого рудные тела в западной части эродированы в большей степени, чем в восточной. Центральный блок безрудный; в западном и восточном блоках наблюдаются крутопадающие в южном направлении рудные тела (50-90^0). На Куранахском месторождении выделено три перспективных типа руд: ильменит-титаномагнетитовый в массивных рудах, титаномагнетит-ильменитовый и титаномагнетит-гемоильменитовый в габбро. В основном на месторождении преобладают два первых типа. В придонных частях рудных тел отмечены повышенные содержания сульфидов – 5-10% [3, 5]. Содержание TiO_2 в сплошных рудах от 13 до 20%, Cr_2O_3 - 0.5-0.8%, V_2O_5 – 0.3-0.6%.

Для руд Куранахского месторождения характерны средне- и крупнозернистые структуры, массивные и пятнисто-вкрапленные текстуры. Для жильных руд массивной текстуры характерно преобладание титаномагнетита над ильменитом (в 1.5-1.8 раза), в габбро это отношение равно 1:1 или ненамного превышает доля ильменита. Содержание ильменита и титаномагнетита изменяется от 20% в габбро до 90% в массивных рудах. Титаномагнетит характеризуется высокими содержаниями: TiO_2 до 17%, V_2O_5 до 1.8% и Cr_2O_3 до 1.2%. Ильменит месторождения содержит в среднем: TiO_2 – 50.6%, V_2O_5 – 0.11%, Cr_2O_3 – 0.06%, MnO – 0.6%, MgO - 1.6%.

При обогащении руд месторождения были получены титаномагнетитовый ($Fe_{общ.}$ 62.4-65%, TiO_2 5-8?4%, V_2O_5 0.96-1.05%) и ильменитовый (TiO_2 47.5-48.9%, $Fe_{общ.}$ 34.4-34.9%; V_2O_5 0.06-0.8%) концентраты.

Месторождения ильменит-титаномагнетитового (магнетитового) промышленного типа габбро-диорит-диабазовой формации (м-ния Южного Урала)

К месторождениям данного типа относятся Медведевское, Кусинское, Копанское, Маткальское, приуроченные к одноименным дифференцированным массивам протеро-зойского возраста [3, 8].

Массивы представлены дайкообразными телами, протягивающимися по выходам на поверхности с небольшими перерывами на расстоянии более 100км; мощность их незначительна мощности (от 3 до 1.5км). Эти тела образуют своеобразный габброидный пояс. Предполагается, что все массивы являются частями единой Кусинской интрузии и на глубине объединяются. Основные породы массивов характеризуются псевдостратификацией, обусловленной чередованием разного состава габбро. Согласно с полосчатостью залегают ильменит-титаномагнетитовые вкрапленные руды. Значительно реже присутствуют маломощные прослои массивных руд, но большей протяженности. Массивные руды сложены в основном титаномагнетитом (около 90%) и ильменитом (около 5%).

Вкрапленные ильменит-титаномагнетитовые руды распространены на месторождениях значительно шире. Рудные залежи залегают в центральной части массива, образуя серию параллельных зон, и представлены жилообразными телами массивных руд и широко развитыми вкрапленными рудами пластообразной формы. Рудные залежи прослеживаются на несколько километров по простиранию и первые сотни метров по падению согласно залеганию с вмещающими их габбро. В зависимости от степени метаморфизма руды месторождений имеют различный состав: от титаномагнетитовых в Копанском месторождении до ильменит-магнетитовых - в Кусинском, приуроченных к сильно метаморфизованным частям массива - амфиболизированным габбро. Кусинское месторождение (в настоящее время выработано) слу-

жит примером высококачественных ильменит-магнетитовых руд в габбро-амфиболитах. Оно представлено серией параллельных залежей массивных руд в форме жил и линз, а также параллельными зонами различной мощности вкрапленных руд с различными содержаниями рудных минералов. Массивные руды представляют собой агрегат мелких зерен магнетита (60-70%) и ильменита (30-40%). Магнетит, как правило, во всех типах руд содержит до 1% диоксид титана. Среднее содержание TiO_2 в рудах изменяется от 7 до 15%. В остальных месторождениях Южного Урала преобладают руды ильменит-титаномагнетитового состава, реже - титаномагнетит-ильменитового и еще реже - ильменитовые во вкрапленных рудах, генетически связанные с разновидностями габбро, подвергшихся интенсивному гидротермальному метаморфизму. Титаномагнетит этих типов руд характеризуется высокими содержаниями TiO_2 - до 20%, V_2O_5 до 1.2%.

В краевых зонах в пределах Копанского и Маткальского рудоносных массивов установлена апатитовая минерализация (от 0.3-1.5 до 4-6% апатита).

Месторождения ильменит-титаномагнетитового (магнетитового) промышленного типа габбро-пироксенитовой формации (м-ния Восточной Сибири)

Эталоном этого типа является группа месторождений, приуроченных к Лысанскому (м-ния Малый и Большой Лысан, Безымянное), Подлысанскому (м-ния Скала, Россыпь, Пирамида) и Кедранского габбро-пироксенитовым массивам Восточного Саяна. Внутренняя структура массивов имеет много общего. Характерная их особенность - зонально-полосчатое внутреннее строение, обусловленное чередованием полос габбро, пироксенитов, серпентинитов и перидотитов. Ближе к лежачему боку массивов преобладают габбро, выше сменяющие пироксенитами, еще выше - серпентинитами. В висячем боку массивов снова прослеживаются габбро. Как серпентиниты, так и пироксениты содержат повышенное количество вкрапленных рудных минералов. В габбро также наблюдается рудная вкрапленность (в том числе и ильменита), но более рассеянная. Наиболее обогащенные зоны среди серпентинитов и пироксенитов представляют вкрапленные рудные тела Лысанской группы месторождений. При этом пироксениты отличаются повышенными содержаниями ильменита, содержание диоксида титана в них составляет в среднем 11% при содержании железа 16.8%. В серпентинитах отмечаются руды ильменит-титаномагнетитового состава, в которых главный рудный минерал - титаномагнетит. В этих рудах среднее содержание диоксида титана составляет 9%, железа - 20%.

Массивы габбро-пироксенитовой формации отличаются высокой титаноносностью, повышенной щелочностью (особенно за счет натрия), ванадиеносностью, а также положительной корреляцией титана и кальция.

4.1.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания

Большинство магматических месторождений титана приурочено к металлогеническим провинциям Русской (Карело-Кольской) платформы, а также к геосинклинальным складчатым областям (Средне-Южно-Уральская, Алтае-Саянская, Олекмо-Становая). Основной признак выделения металлогенической провинции - развитие пород рудогенерирующей формации (габбро-анортозитовой, габбро-диорит-диабазовой, габбро-пироксенитовой, габбро-перидотит-пироксенитовой). Площади развития этих пород исчисляются десятками тысяч квадратных километров, образуя протяженные пояса, и выделяются на стадии региональных геолого-съемочных работ мелкого масштаба.

Учитывая металлогеническую специализацию выделенных регионов, на их территории выделяются рудные зоны и районы, связанные непосредственно с отдельными крупными массивами или группами массивов основных пород. Так, отдельные крупные массивы анортозитов площадью от 10 до100 км^2 с локализованными в их пределах многочисленными рудопроявлениями и месторождениями титана представляют целые рудные районы: Адирондак в США, Волынский на Украине, Джугджурский и Каларский в России и др. [2, 4, 8]. Прогнозные площади этой группы выделяются на стадии региональных геологических и геофизических съемок м-ба 1:500000, 1:200000 и 1:100000 с учетом дешифрирования космических снимков. При изучении геологического строения, структурных особенностей и возраста выявляются и оконтуриваются перспективные на обнаружение титанового оруденения площади, в пределах которых оцениваются прогнозные ресурсы категории P_3 [9, 10, 12, 17], (рис. 4.2).

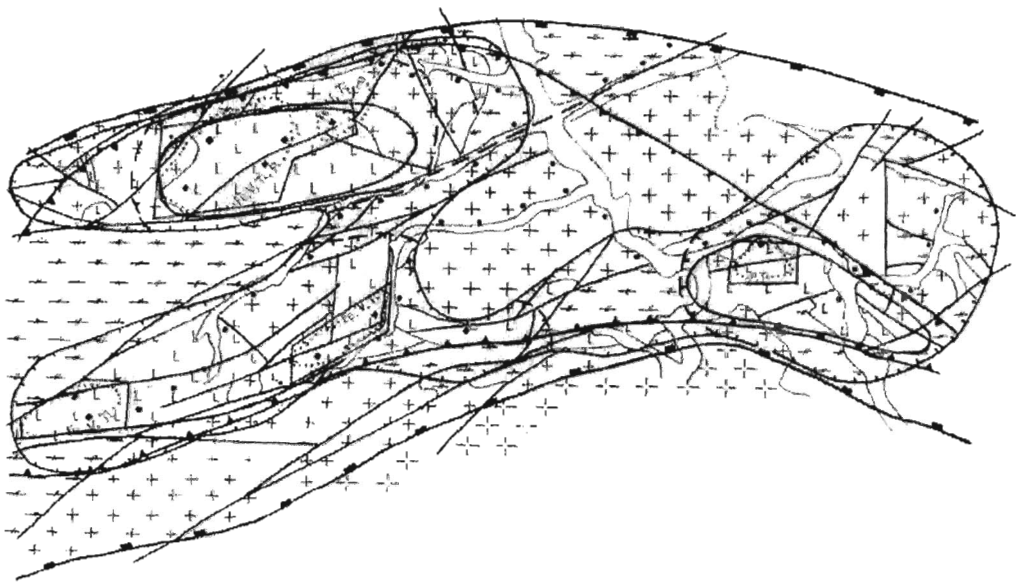
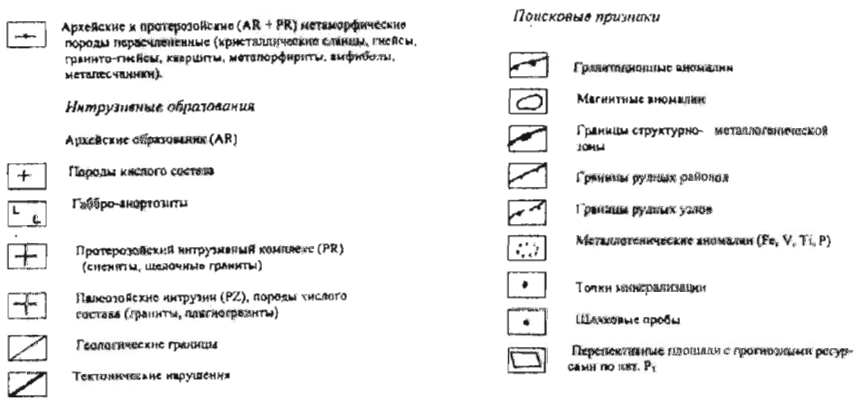


Рис.4.2. Модель рудного района с оценкой прогнозных ресурсов на примере рудовмещающей габбро-анортозитовой формации



По мере увеличения масштабов съемки до 1:50 000 и 1:25 000 повышается степень геологической изученности перспективных площадей, сокращаются их размеры, и увеличивается вероятность обнаружения рудопроявлений. На основании этого выде-ляются рудные узлы и поля, площади которых значительно (на несколько порядков) уступают рудным районам (зонам) и часто не превышают первые десятки квадратных километров. При оконтуривании прогнозных площадей этой категории большое значение приобретают геофизические и геохимические исследования. В пределах выделенных площадей производится оценка прогнозных ресурсов категории P_2.

Признаками выделения рудопроявлений - наличие благоприятной геологической и гектонической ситуации, развитие комплекса вмещающих пород с рудными телами апатит-титаномагнетит-ильменитовых, ильменит-титаномагнетитовых руд при содержании TiO_2 более 5%. На основании выделенных локальных гравитационных и магнитных аномалий в сочетании с электромагнитными, заверенных горно-проходческими и буровыми работами, оконтуриваются площади рудопроявлений, составляющие первые квадратные километры. В их пределах осуществляются уточнение морфологии рудных тел, изучение вещественного состава, качества, обогатимости руд, и устанавливается геолого-промышленный тип оруденения, что в дальнейшем позволяет выполнить оценку прогнозных ресурсов по категории P_1 и запасов категории C_2.

4.1.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования, перспективных под поиски титаноносных площадей разного ранга

При прогнозной оценке перспектив титаноносности площадей различного ранга в основном используется метод аналогий. Объектами сравнения служат хорошо изученные территории (металлогенические зоны, рудные районы), а для конкретных определившихся объектов - типовые модели рудных полей и месторождений. Для сравнения используется комплекс признаков как прямых, так и косвенных, указывающих на наличие или возможность выявления оруденения в пределах исследуемых площадей. При выделении металлогенической провинции ведущую роль играют поисковые предпосылки - теоретические геологические условия (закономерности), контролирующие пространственное размещение месторождений. Для любого из видов полезного ископаемого набор поисковых предпосылок один и тот – структурные, тектонические, стратиграфические, литолого-фациальные и др., которые отличаются лишь своей совокупностью, характеризующей условия локализации в геологическом пространстве месторождений определенного вида сырья. Основные предпосылки для выделения титановорудных провинций геотектоническая и магматическая, определяющие в региональном масштабе условия для развития в пределах территории комплекса пород основного состава.

В основном крупные промышленные месторождения титана генетически связаны с интрузивными комплексами габброидной магмы, внедрившейся в зонах пограничных глубинных разломов в областях сопряжения древних платформ с участками молодой протерозойской и реже нижнепалеозойской складчатости. Более поздние титановые месторождения, связанные с комплексами щелочных ультраосновных и щелочных пород, локализованы в зонах тектоно-магматической активизации в пределах сформировавшихся к этому времени платформ.

Для выделения в пределах металлогенической провинции перспективных зон, рудных (титаноносных) районов, полей, проявлений используется комплекс поисковых признаков (поисковые критерии), который позволяет детализировать условия локализации объекта прогноза и оценить его ресурсы по категориям P_3, P_2, P_1 на различных стадиях прогнозирования. По мере накопления геологической информации сочетание тех или иных поисковых признаков позволяет формировать различные поисковые критерии, адаптированные к конкретным геологическим условиям, масштабность и задачи проводимых работ.

Основными критериями, применяемыми для построения прогнозно-поисковых моделей площадей разного ранга, служащими объектом сравнения с выбранным эталоном, являются: структурно-тектонический, магматический, структурно-формацион-ный, минералогический, геохимический и геофизический.

Структурно-тектонические критерии. Основная масса габброидных интрузивов, с которыми связаны титановые месторождения, имеют линейно-вытянутую форму и представлены дайкообразными и пластовыми телами, которые сформировались в зонах глубинных разломов. Эти разломы, как правило, имеют согласное с генеральным направлением складчатости простирание, повторяют изгибы складчатых структур, облекающих жесткие платформенные образования (щиты, срединные массивы). Участки массивов, тяготеющие к осевым частям зон разломов, вследствие изменчивых физико-химических условий, часто меняющихся в результате тектонических подвижек, выражены линейными зонами контрастно дифференцированных магматических пород, несущих титановое оруденение. Довольно часто они трассируются зонами метасоматоза, милонитизации, а также телами более молодых гранитоидных интрузий. Форма рудных тел месторождений определяется прототектоникой массива, т.е, контурами тех ослабленных зон в теле интрузива, которые на позднемагматическом этапе выполнялись остаточным рудным расплавом.

Магматические критерии. Масштабы месторождений и содержание в рудах титана, железа и спутников пропорциональны степени магматической дифференциации. Архейские и протерозойские руды богаты титаном, который в значительной степени образует самостоятельную ильменитовую фазу (ильменит-титаномагнетитовые, апатит-ильменитовые с титаномагнетитом, ильменитовые руды), и представляют значительную промышленную ценность.

На обнаружение титанового оруденения перспективны территории, в пределах которых широко проявлены интрузивные образования габбро-анортозитовой и ультраосновной щелочной формаций. Преобладают основные комплексы пород протерозойского – средне-

протерозойского возраста. Масштабность оруденения в постпалеозойских интрузивных массивах, как правило, незначительна. Титановое оруденение всегда локализовано в пределах тела интрузива и никогда не отмечается вне его пределов. Для поисков хорошо обогатимых ильменит-титаномагнетитовых руд в магматических породах наиболее перспективны центральные комплексы интрузий габбро-щелочной формации. Среди массивов габбро-анортозитовой формации более благоприятны краевые фации дифференцированных (расслоенных) интрузий и интрузий, претерпевших региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой или зеленокаменной фаций.

Месторождения титана, ассоциирующиеся с массивами габбро-пироксенитовой формации, характеризуются избирательной приуроченностью массивного титано-магнетитового оруденения к серпентинизированным разностям пород, а вкрапленного ильменитового - к неизмененным породам.

Петролого-геохимические критерии. Для определения геохимической специализации на титан и потенциальной рудоносности интрузивных массивов основного состава, а также для выявления аномальных геохимических полей (гидрохимических и в потоках рассеяния), сопутствующих рудоносным интрузивам, используется ряд петролого-геохимических критериев. Коэффициент петрохимической зональности для безрудных габброидов имеет значение

$$K_{з\ петрох} = \left(\frac{TiO_2 \cdot P_2O_5 \cdot Fe_2O_3 \cdot FeO \cdot MgO}{Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot Na_2O \cdot K_2O}\right) \cdot 0.0001 - 0.1,$$ а для рудоносных выше на 4-6 порядков. Значения коэффициента геохимичес-кой зональности

$$K_{з\ геох} = \frac{Cr \cdot V \cdot Sc}{Pb \cdot Zr}$$

для рудоносных площадей изменяется в пределах от 100 до 1000, а в без рудных – от n до 10n [12].

Вмещающие титановое оруденение анортозитовые массивы представлены абиссальными фациями с глубиной формирования порядка 30-40км. Примерно о таких же глубинах косвенно свидетельствует степень метаморфизации пород станового комплекса (ультрамафиты, эклогиты, гранулиты), интрудируемых анортозитовыми плутонами. С учетом температуры кристаллизации анортозитовой магмы 800-1000°С и высокого геотермического градиента, существовавшего в докембрии, верхняя граница становления интрузивных тел должна составлять не менее 8-10км.

При поисковых работах в Восточном Саяне [5, 12] для прослеживания рудных залежей были использованы отношения Ti/Cr, V/Cr, Ni/Co. Рудным залежам соответствует отношение Ti/Cr > 100, V/Cr > 10, Ni/Co < 1. Эти же отношения были использованы в качестве критерия для оценки уровня эрозионного среза массива – Ti/Cr > 1000 и V/Cr около 10 характеризуют нижний горизонт рудных залежей.

Наличие вертикальной зональности в распределении формационных типов оруденения и в качественном составе руд позволяет выделить фактор степени эро-дированности базитовых плутонов в один из основных критериев прогнозной оценки их промышленной титаноносности. В качестве критерия оценки предлагается также использовать величину отношения FeO/MgO, которое было апробировано более чем на 20 анортозитовых массивов России и мира [5]. Так, массивы анортозитов, с которыми связаны средние и крупные месторождения титана, характеризуются отношением FeO/MgO от 1.0 до 4.0 которое типично для верхней половины нижней зоны - нижняя часть верхней зоны. Расслоенные анортозитовые массивы, не несущие масштабного титанового оруденения или практически безрудные, имеют отношение FeO / MgO <1.0 и соответствуют нижним зонам интрузивов. Например, по геологическим данным, Лантарская часть (FeO/MgO - 0,92) Джугджурского анортозитового массива более эродирована, чем Геранская (FeO/MgO - 1,7), и в ее пределах не выявлены промышленные месторождения титана. К анортозитам Геранского массива приурочен ряд проявлений титана, в том числе и весьма крупное Маймаканское месторождение. Значения FeO/MgO > 4.0 характерны лишь для верхних горизонтов слабо эродированного третичного Скергаардского интрузива (Гренландия), не несущего промышленного титанового оруденения.

Минералогические критерии. Интрузивные породы базитового ряда характеризуются повышенным содержанием рудных железо-титановых минералов – титаномагнетита и ильменита – (в пределах 10-17%) и более и сидеронитовой текстурой руд. Шлиховые ореолы рассеяния титаномагнетита, ильменита и апатита сопровождают площади развития интрузии основного состава. Породам "щелочных" дифференциатов анортозитовых массивов свойственно также присутствие в шлихах рутила. Для щелочных ультраосновных массивов типоморфные минералы-индикаторы титанового оруденения - сфен, лопарит и перовскит.

Геофизический критерий. На различных стадиях оценки перспективности площадей уделяется большое внимание изучению физических свойств пород и руд, имеющих различные по величине характеристики магнитной восприимчивости, плотности и поляризуемости.

Особенно важное значение для выделения и оконтуривания титаноносных районов и зон имеют магнитная и гравиметрическая съемки м-ба 1:200000(1:100000). С их помощью выявлены титаноносные регионы и крупнейшие месторождения титана в Канаде, США и Норвегии. Обычно внутри области развития анортозитовых пород выде-ляются широкие зоны магнитных максимумов, характерные для габброидных фаз анортозитов, богатых железо-титановыми оксидами, в этих зонах встречаются месторождения титановых ильменит-магнетитовых руд. Выходы же подлинных анортозитов характеризуются магнитными минимумами, а концентрации ильменита отмечаются, как правило, отрицательными аномалиями. Гравиметрическая съемка помо-гает оконтуривать площади развития габброидных пород, а также анортозитов с повышенными концентрациями тяжелых железо-титановых минералов, которые дают высокие гравиметрические показатели и положительные гравиметрические аномалии.

При детализации поисковых работ геофизические методы позволяют выделить перспективные рудные поля, расчленить породы основного состава на составляющие их разновидности (рудные и безрудные) с выделением наиболее перспективных для дальнейшего продолжения работ площадей.

4.1.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов

Результатом геологического изучения площадей различного ранга (начиная с металлогенической зоны, района), имеющего своей целью обнаружение месторождения, является оценка их ресурсного потенциала.

На стадии региональных геологосъемочных работ важно определить, какие минеральные типы оруденения развиты в регионе, а при более детальной съемке (м-ба 1:100000) установить текстурный характер руд (вкрапленный, массивный) и порядок содержаний в них диоксида титана (с учетом данных, приведенных в табл. 4.2).

Все приведенные выше данные графически обобщаются путем составления на геологической и структурно-формационной основе прогнозной карты титаноносности м-ба 1:500000; 1:200000 (1:100000). На карте должны быть показаны: 1) площади развития габбро-анортозитовых и габброидных массивов с выделением анортозитов и габброидов, 2) геофизические (магнитные и гравитационные) аномальные зоны различного знака, 3) зоны развития титановой минерализации, 4) рудопроявления, минеральный состав руд, текстура (вкрапленные, массивные), содержание диоксида титана (P_2O_5 – при наличии), 5) перспективные площади, включающие благоприятные комплексы габбро-анортозитовых пород, аномальные геофизические зоны, рекомендуемые для оценки прогнозных ресурсов категории P_3 и проведения поисков при геологической съемке м-ба 1:50000.

Методы оценки прогнозных ресурсов P_3. служат для выделения прямых (наличие в породах основного состава рудной минерализации, ореолы и потоки рассеяния рудных минералов и элементов) и косвенных признаков титанового оруденения. Косвенные (геофизические) признаки наиболее достоверны, если они представлены магнитными аномалиями, рудная природа которых поддается проверке и интерпретации путем дополнительных геофизических исследований. Количественные ресурсы определяются по формуле:

$P=K\, n_1 Pn$ млн. т,

где n – число магнитных аномалий на оцениваемой перспективной площади,

Pn – ресурсы каждой аномалии, полученные по имеющимся геофизическим данным,

K – коэффициент рудоносности, изменяющийся от 0.2 до 1 в зависимости от числа аномалий, заверенных дополнительными геофизическими исследованиями и результатами заверки [7, 9, 10].

Для оценки прогнозных ресурсов используется также метод аналогии. Для этого выбирается эталонная площадь по совокупности имеющихся благоприятных факторов и сходных геолого-промышленных типов оруденения.

Оценка прогнозных ресурсов должна отвечать своему целевому назначению – обоснованию необходимости более детальной оценки прогнозных ресурсов на выделенных перспективных площадях.

По мере увеличения масштаба съемки повышается степень изученности перспек-тивных площадей, сокращаются их размеры и увеличивается вероятность обнаружения титановых месторождений.

При поисковых работах в пределах перспективных титаноносных районов выделяются рудные поля с соответствующим оруденением, на которых проводятся поисковые работы. В зависимости от сложности геологического строения, формационного типа прогнозируемого оруденения и глубинности исследований поиски могут проводиться в м-бах от 1:200000 до 1:10000.

Рудные поля оконтуриваются по геофизическим аномалиям, уточненным и детализированным при аэромагнитной и гравитационной съемках, геохимическим и шли-ховым ореолам, тектоническим структурам, благоприятным комплексам вмещающих пород и пр. В пределах рудных полей выделяются площади развития меланократовых габброидов, метаморфизованных разностей пород и других благоприятных признаков, способствующих образованию высококачественных руд, наиболее благоприятных для выявления месторождений и проведения поисковых работ.

В залесенных районах площадные наземные съемки заменяются масштабными измерениями по опорным профилям, прокладываемым через эпицентры аэромагнитных аномалий. По этим же профилям проходят поисковые выработки для прослеживания рудных залежей на поверхности и на глубину, заверяющие рудную природу аномалий и уточняющие представления о формационном типе оруденения и его параметрах. Для выяснения характера рудовмещающей структуры используют электроразведку, определяют содержание рудных минералов и диоксида титана в руде и устанавливают примерный коэффициент рудоносности.

Полученные данные графически отражают на карте титаноносности в масштабе проведения работ, составленной на геолого-формационной основе с использованием геологической и геофизической карт аналогичного масштаба. Карта должна учитывать всю специальную нагрузку карт предшествующих исследований. Дополнительно на карте показывают: 1) контуры рудных полей (если не были выделены ранее), 2) примерные контуры рудопроявлений, 3) уточненные данные по минеральному и текстурному составу руд и содержанию в них диоксида титана и пентоксида фосфора (при наличии), 4) перспективные площади и рудопроявления для постановки дальнейших работ с оценкой прогнозных ресурсов категории P_2 [8, 10, 12].

Оценка прогнозных ресурсов категории P_2 производится на основании всех установленных прямых признаков распространения оруденения, примерных параметров его развития на площади и на глубину, а также усредненных содержаний диоксида титана по отдельным проявлениям титана. Для контроля получаемую оценку следует сравнить с известными запасами эталонных месторождений сходных формационных и геолого-промышленных типов.

Для оценки ресурсов предлагается использовать также показатели удельной продуктивности, вычисленные по литературным данным, для геолого-промышленных ти-пов месторождений различных рудных формаций (см. табл. 4.2).

На отдельных более детально изученных участках с достоверными признаками оруденения ресурсы оцениваются по категории P_1.

Оценка рудопроявлений (месторождений). Оценочные работы проводятся на выявленных и положительно оцененных рудопроявлениях титана в м-бе 1:25000-1:10000 для крупных объектов с простым геологическим строением и м-ба 1:5000 – 1:1000 - для небольших объектов со сложным строением.

На этой стадии добавляется значительная информация о геологическом строении рудного поля, присущих ему геофизических полях, формационном типе рудопроявления, вещественном составе, качестве и обогатимости руд и другие данные, позволяющие установить геолого-промышленный тип месторождения, оконтурить его в плане и обосновать распределение оруденения на глубину. Все это делает оценку как прогнозных ресурсов, так и запасов категории C_2 достоверной. Для оценки месторождения разрабатывается геолого-структурная модель, ко-

торая позволяет экстраполировать известные рудные залежи и наметить возможности выявления новых.

Результаты прогноза отражают на детальных картах рудного поля, рудопроявления (месторождения), составленных на геолого-формационной основе с использованием геологической карты м-ба 1:25000 (1:1000) и с учетом разработанных геологической и геофизической моделей (на поисковой стадии).

Прогнозные ресурсы P_1 вместе с запасами C_2 служат основанием для планирования следующего этапа геологоразведочных работ и передачи объекта недропользователю для дальнейшего его изучения и отработки [7, 10, 12, 17].

4.1.6. Комплексы критериев, указывающие на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений

Около 95% мировых запасов титана сосредоточены в магматических месторождениях и генетически связаны с интрузивными массивами габбро-анартозитовой формации, и в меньшей степени - габбро-диорит-диабазовой [2]. Месторождения титана, залегающие в докембрийских габбро-анортозитовых интрузивах, наиболее крупные по своим масштабам и запасам руд. Для пород габбро-анортозитовой формации характерны следующие геолого-промышленные (промышленные) типы руд: гематит-ильменитовый (Лак-Тио, Канада), ильменит-магнетитовый (Сэнфорд-Хилл, США), апатит-титаномагнетит-ильменитовый (Большой Сэйим, РФ, Стремигородское, Украина) и ильменит-титаномагнетитовый (Цагинское, Куранахское, РФ).

Месторождение гематит-ильменитовых руд Лак-Тио, одно из крупнейших в мире по запасам руд, расположено в Канаде и входит в группу месторождений района оз. Аллард-Лейк. Наряду с ним в эту же группу входят аналогичные по минеральному составу руд, но различающиеся формой залегания рудных тел менее крупные месторождения - Пуджолан, Миллз и др. Общие запасы руд этих месторождений составляют около 150 млн. т, причем только запасы одного месторождения Лак-Тио оцениваются в 125 млн. т [8].

Месторождение Лак-Тио залегает в габбро-анортозитовом массиве докембрий-ского возраста имеет выход на поверхность размером 160х35-50км и приурочено к северо-восточной части этого массива. Рудные тела месторождения представлены полого падающими согласно с директивными структурами массива пластообразными залежами значительной протяженности. Размеры главного рудного тела 1080 на 920м, мощность местами превышает 90м. Другие месторождения представлены дайкообразными рудными телами (Пуджолан) и рудными телами линзообразной формы (Миллз).

Данный геолого-промышленный тип для территории России не характерен.

С массивами габбро-анортозитовой формации в пределах РФ связаны месторождения преимущественно апатит-титаномагнетит-ильменитового, титаномагнетит-ильменитового ильменит-титаномагнетитового типов, причем в пределах одного массива могут находиться как крупные, так и мелкие месторождения с различными типами руд.

Общее для образования массивов габбро-анортозитовой формации и заключенных в них месторождений титана: *геотектонический, магматический и петролого-геохимический* факторы, причем основным для формирования крупных месторождений является петролого-геохимический фактор.

Выделяемые [4] в габбро-анортозитовой формации лабрадоровый, андезиновый и «щелочной» типы массивов характеризуются различной продуктивностью титанового оруденения. К массивам анортозитов андезинового типа приурочены все известные крупные месторождения титановых руд как в мире (Лак-Тио), так и на территории России (Большой Сэйим). Различия в рудоносности габбро-анортозитовых массивов, масштабности локализованных в них месторождений, их геологического строения и минеральных типов руд обусловлены особенностями как состава первичной магмы, так и ее дифференциации.

4.2. Экзогенные месторождения

4.2.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры, связь с геологическими формациями. Рудоформационная, генетическая и классификация

Экзогенные месторождения (россыпи) титана связаны с этапами развития осадочного чехла древних и молодых платформ от палеозоя до современного периода. По условиям образования россыпи подразделяются на континентальные и прибрежно-морские [1, 8, 18, 19].

Россыпи в региональном плане тяготеют к крупным выступам кристаллического фундамента, к периферическим частям консолидированных массивов и к окаймляющим их мобильным поясам, а также к зонам разрывных нарушений фундамента; размещаются на сочленении антиклинальных и синклинальных структур и в меньшей мере тяготеют к сводовым частям антиклиналей.

Экзогенные месторождения (россыпи) отличаются большим разнообразием и наблюдаются в морских и континентальных отложениях в широком возрастном диапазоне - от палеозоя до четвертичного периода. Большая часть этих россыпей образовалась в результате размыва кор химического выветривания, продуктов их переотложения и осадочных толщ с рассеянной минерализацией. В зависимости от образования россыпей их можно условно объединить в три продуктивных формационные группы (см. табл. 4.3):

1. Формация кор химического выветривания основных, кислых и субщелочных кристаллических пород.

2. Первичная продуктивная формация (переотложенные коры химического выветривания), образовавшаяся в континентальных и прибрежных условиях.

3. Вторичная продуктивная формация (переотложенные первичная продуктивная формация и осадочные породы с рассеянной минерализацией).

Выделение последних двух формаций осуществляется на основании характерных для них высоких положительных значений коэффициента устойчивости ($К_у$). Он выражает соотношения устойчивых, неустойчивых и промежуточных минералов в терригенной части тяжелой фракции [15, 18]. Значения $К_у$ от +2,5 и более свидетельствует о наличии россыпей в продуктивных формациях, а также дает возможность коррелировать слои в осадочных разрезах формаций.

Внутри продуктивных формаций, в зависимости от характера тектонических движений, выделяются три типа подформаций [18]: 1) образовавшиеся в области питания восходящих движений, 2) в условиях равноценных попеременно восходящих и нисходящих движений, 3) при дифференцированных вертикальных движениях в регионах с блоковой тектоникой.

Некоторыми авторами [13] высказывается мнение, что общих закономерностей для образования россыпей титана и циркона не существует, за исключением их приуроченности к осадочным формациям преимущественно песчаного и песчано-алевролитового состава. Так, россыпи комплексного состава прибрежно-морского генезиса приурочены к осадочному чехлу платформам, мономинеральные – к осадочному чехлу древних щитов, геосинклинальных областей, к подошве осадочного чехла платформ. Вулканогенно-осадочные россыпи связаны генетически с зонами развития современного или древнего вулканизма в орогенных областях.

4.2.2.Промышленные типы месторождений

В России 59.9% разведанных запасов титанового сырья кат.$А+В+С_1+С_2$ заключены в россыпных месторождениях. Основная часть запасов древних морских россыпей (57.6%) приходится на лейкоксеновые песчаники Ярегского месторождения. Комплексные прибрежно-морские россыпи составляют небольшой объем в разведанных запасах (1.1%). Важное значение в сырьевой базе имеют древние континентальные россыпи. Они значительно уступают морским по запасам (1.2%), но представляют большую ценность, так как содержат высококачественный ильменит, пригодный для производства пигментного диоксида титана.

В настоящее время в Российской Федерации россыпные месторождения практически не осваиваются. Геолого-промышленные типы месторождений, приуроченные к определенным формациям, представлены в табл. 4.4. Далее приводятся характеристики основных геолого-промышленных типов месторождений.

Таблица 4. 3

Формационно-структурная позиция геолого-промышленных типов экзогенных месторождений титана

Геолого-промышленный тип. Примеры месторождений	Рудная формация. осадочные титаноносные формации, их тип (возраст)	Генетический тип	Источники образования россыпей, рудовмещающие породы	Геотектоническая позиция	Палеотектоническая (геодинамическая) обстановка, положение месторождений в разрезе формации
1	2	3	4	5	6
1.Месторождения в корах выветривания					
1.1. Основных пород. ильменитовый, апатит-ильменитовый (Торчинское,Стремигородское, Украина)	Титановая, фосфорно-титановая (мезозойско-кайнозойский)	Элювиальный (остаточные россыпи)	Титаноносные габброидные и габбро-анортозитовые массивы и основные кристаллические породы докембрия	Щиты платформ	Периоды покоя и длительного преобладания нисходящих движений, во всем разрезе формации с преобладанием в средних и нижних ее горизонтах
1.2. Кислых и субщелочных пород, циркон-ильменитовый (Караоткельское, Казахстан)	Цирконисво-титановая (кайнозойский)	Сложные двухярусные россыпи: нижний ярус – элювиальный, верхний – делювиально-аллювиально-озерный	Титаноносные и цирконносные сиенит-монса-нит-граносиенит-габбро-идные интрузии и кора химического выветривания по ним	Предгорные впадины	Периоды покоя, смена тектонических движений на восходящие, формирование двух продуктивных горизонтов: в коре выветривания (нижний) и размыв коры с образованием верхнего горизонта продуктивной формации I типа
2. Россыпи одновуминерального состава	Первичная продуктивная формация I типа				
2.1. Ильменитовый (Тулунское, Мадашанкое, Ариадненское, Катэнское, РФ; Иршинкое, Лемненкое, Украина)	Титановая (мезозойско-кайнозойский)	Аллювиальный, аллювиально-делювиальный, аллювиально-озерный	Коры химического выветривания кристаллических пород основного состава, слабосцементированные глинистые кварцевые песчаники, аргиллиты	Предгорные прогибы или межгорные впадины	Преобладание медленных восходящих движений площадей развития источников питания, формирование россыпей в нижних горизонтах формации
2.2. Титаномагнетит-ильменитовый (россыпи бассейна р. Ай, РФ)	Железо-титановая (плейстоцен-голоценовый)	Аллювиально-делювиальный, аллювиальный	Размыв и переотложение продуктов физического выветривания титансодержащих пород	Складчатые области	Медленные тектонические движения различных знаков, в осадках образующейся формации
2.3. Лейкоксеновый (Ярегское – РФ)	Титановая (палеозойский – средне- и позднедевонский)	Прибрежно-морской (дельтовый, пляжевый, донный)	Коры химического выветривания метаморфических пород, песчаники, гравелиты, конгломераты	Зоны глубинных разломов, склоны положительных структур высокого порядка, борта прогибов	Преобладания восходящих движений, в осадках образующей формации
2.4. Титаномагнетито-вый (прибрежные зоны Камчатки, Курильских о-в. Тарского пролива	Титано-железная, железо-титановая (плейстоцен-голоценовый)	Прибрежно-морской	Размыв и переотложение продуктов физического выветривания титансодержащих пород	Краевые части плит, складчатые области	Медленные тектонические движения различных знаков, в осадках образующейся формации
2.5. Ильменитовый (Павловское)	Титановая (палеозойский – девонский)	Вулканогенно-(эксгаляционно)-осадочный; морской, донный	Вулканогенные породы, туфопесчаники	Зоны глубинных разломов с вулканическими очагами, примыкающими к кристаллическому массиву	Активизация тектонической и вулканической деятельности, интенсивное накопление осадков

Продолжение табл. 4.3

1	2	3	4	5	6
3. Россыпи комплексного состава	Вторичная продуктивная формация	Прибрежно-морской	Первичные продуктивные формации (продукты кор химического выветривания) и осадочные толщи с рассеянной минерализацией	Платформы (щиты, плиты, примыкающие впадины)	Медленные эпейрогенические движения
3.1. Дистен-ставролит-циркон-рутил-ильменитовый (Самотканское, Украина)	Циркониево-титановая (позднепалеоген-раннеогеновый)	Прибрежно-морской, пляжевый	Кварцевые пески	Днепрово-Донецкая впадина, Украинский щит	Формирование россыпей в верхней части формации. Трансгрессивный цикл – средне- и верхнеполтавский, регрессивный цикл – средне-сарматский
3.2.Дистен-фосфорно-циркон-рутил-ильменитовый -с фосфоритами (Центральное, Кирсановское) - с фосфатно-карбонатной оболочкой на минералах (Унечское)	Фосфорно-циркониево-титановая (позднемеловой)	Прибрежно-морской, мелководно-шельфовый	-глауконит-кварцевые пески - полевошпат-кварцевые пески	Русская плита, Восточная и Западная части Воронежской антеклизы	Верхняя часть формации – регрессивный цикл – верхнесарматский, трансгрессивный –нижнесармат-ский
3.3. Рутил-эпидот-гематит-хромит-ильменит-цирконовый (Лукояновское)	Титан-циркониевая (среднеюрский)	Прибрежно-морской, пляжевый	Каолинит-полевошпат-кварцевые пески	Токмовский свод Русской плиты	Верхняя часть формации; трансгрессивный цикл – батский
3.4. Рутил-лейкоксен-циркон-ильменитовый (Туганское, Тарское, Георгиевское)	Циркониево-титановая (средне - позднепалеогеновый)	Прибрежно-морской, пляжевый, донный, дельтовый	Каолинит-кварцевые пески	Западно-Сибирская плита, в районе Колыванъ-Томского антиклинория и Чулымо-Енисейской впадины	Верхняя часть формации, регрессивный цикл – эоценовый, верхнеолигоценовый
3.5. Циркон-рутил-лейкоксен-ильменитовый (россыпи Австралии, Индии, Африки. Юж. Америки, и др.)	Циркониево-титановая (плейстоцен-голоценовый)	Прибрежно-морской, мелководно-шельфовый, пляжевый, донный	Продукты размыва кор химического выветривания разнообразных горных пород. Кварцевые пески	Современные морские побережья материков и островов	Медленные тектонические движения различных знаков

Таблица 4.4

Характеристика геолого-промышленных типов руд экзогенных месторождений титана

Геолого-промышленный тип	Промышленное значение	Обогатимость руд	Масштаб месторождения, характер распределения оруденения	Основные и второстепенные рудные минералы и компоненты	Средние содержания основных и попутных компонентов	Характер залегания и параметры рудных тел	Удельная продуктивность рудной залежи, (TiO_2,т/м^3)	Примеры эталонных объектов
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1.Месторождения в корах химического выветривания 1.1. Ильменитовый, апатит-ильменитовый	Значительное	Легкообогатимые	От мелкого до крупного; равномерно и неравномерно вкрапленные руды, в зависимости от рудоносности коренных пород	Ильменит, апатит, каолин, V, Sc, сумма TR в апатите	Ильменит – от 60-160 до нескольких сотен кг/м^3; TiO_2-3.0-10%	Рудные зоны (тела) от неболь-ших до весьма крупных размеров, которые имеют изометричную форму. Мощность изменчива, в среднем составляет от 8.0 до 10-15м.	0.07 – - 0.1	Торчинское, Стремигородское (Украина)
1.2. Циркон-ильменитовый	Незначительное	Легкообогатимые		Ильменит, циркон, полевые шпаты, V, Sc, Hf	Ильменит – от 1-20 до 30-50 кг/м^3, циркон- от 0.5-2,0 до 3.8 кг/м^3		0.07 – - 0.1	Кароткельское (Казахстан)
2. Россыпи одно-, двуминерального состава 2.1. Ильменитовый	Значительное	Легко- и труднообогатимые (тонко-зернистые выделения ильменита и высокая глинистость песков)	Среднее, мелкое, реже крупное; равномерное и неравномерное распределение рудных минералов	Ильменит, каолин, иногда рутил или циркон; V, Sc	Ильменит десятки кг/м^3 до 200 кг/м^3 и более при богатых источниках, V_2O_5 – до 0.2%, TiO_2 – от 0.36 до 4.5, редко до 7%	Пластовые, линзовидные руд-ные тела протяженностью от 1-3 до 13 км. при ширине от 0.5 до 650м и средней мощности от 0.5 до 9м		Иршинское (Украина); Катэнское, Тулунское, Даурское (РФ)

Продолжение табл. 4.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9
2.2. Титаномагнетит-ильменитовый	Незначительное	Легкообогатимые	Мелкое; равномерное и неравномерное распределение рудных минералов	Ильменит, титаномагнетит; V, Sc	Ильменит, 20-50 кг/м^3; титаномагнетит – 4-40 кг/м^3	Пластовые, линзообразные рудные тела протяженностью 5-23км при ширине 0.15-1.5 км и ср. мощности от 1.5-11м		Россыпи бассейна р. Ай (РФ)
2.3.Лейкоксеновый	Значительное	Труднообогатимые (высокое содерж. кремния в лейкоксене	Весьма крупное; равномерное и неравномерное распределение рудных м-лов	лейкоксен, лейкоксенизированный ильменит, сфен, монацит, нефть, Ta, Nb,суммаTR в лейкоксене	TiO_2-7-22%	Пластовые залежи, состоящие из многочисленных линз и слоев протяженностью до 20км, шириной 2.5-5.0км, мощностью 0.5-31.0м		Ярегское (РФ)
2.4. Титаномагнетитовый	Незначительное	Легкообогатимые	От мелкого до крупного; распределение рудного минерала неравномерное или скопление его в виде линз	Титаномагнетит, реже ильменит; V	TiO_2– 0,3-12%	Пластовые, линзовидные рудные тела протяженностью 20-25км, шириной 100-800 м, мощностью 3-8м		Россыпи прибрежной зоны Курильских о-вов, Камчатки, Сахалина
2.5. Ильменитовый	Незначительное	Легкообогатимые	Среднее	Ильменит	Ильменита (ср.)-100кг/м^3; TiO_2 – до 5%	Линзовидные рудные тела протяженностью первые км, мощность 2-3 до 10-11м		Павловское (РФ)

Продолжение табл. 4.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9
3. Россыпи комплексного состава 3.1. Дистен-ставролит-циркон-рутил-ильменитовый	Значительное	Легкообогатимые	Мелкие до весьма крупных; равномерное распределение рудных минералов или их группировка в тонкие шлиховые слойки	Ильменит (в разной степени лейкоксенизированный), лейкоксен, циркон, ставролит, монацит, кварц; V, Sc, Ta, Nb, Hf, TR	Сумма титановых минералов и циркона – десятки кг/м^3	Пластовые залежи, состоящие из удлиненных или изометричных тел, залегающих в основном горизонтально и полого; протяженность до 10-15км, ширина 2-10км при мощности 0.5-10м		Самотканское (Малышевское, Украина)
3.2.Дистен-фосфорно-циркон-рутил-ильменитовый - с фосфоритами	Значительное	Легко- и среднеобогатимые	Средние до крупных; равноменое распределение, тонкие шлиховые слойки рудных минералов	Ильменит, рутил, лейкоксен, циркон,дистен,кварц глауконит, силлиманит, фосфорит, Au, V, Sc, Ta, Nb, Hf, сумма TR	Сумма титановых минералов -36-40кг/м^3; циркона – 2-5.5 кг/м^3; P_2O_5 – 7 – 12%	Горизонтально залегающие пластовые залежи протяженностью 10 – 20км, шириной до 10км, мощностью 6.5м		Центральное, Кирсановское (РФ)
- с фосфатно-карбонатной оболочкой на минералах	Незначительное	Труднообогатимые	Мелкие до средних; равноменое распределение, тонкие шлиховые слойки рудных минералов	Ильменит, рутил, лейкоксен, циркон,фторокарбонатный апатит, ставролит, кварц, полевой шпат, глауконит, гранат, V, Sc, Nb, Hf, сумма TR	Сумма титановых минералов и циркона 16-40 кг/м^3; P_2O_5 8,6%	Пологонаклонные пластовые залежи; протяженность зоны россыпей 120км, ширина до 8км, мощность от 1 до 18км		Унечское, Стародубское (РФ)

Продолжение табл. 4.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9
3.3. Рутил-эпидот-хромит-гематит- ильменит-цирконовый	Значительное по запасам циркона	Труднообогатимые	Мелкие до средних; равномерное распределение и тонкие шлиховые слойки рудных минералов	Циркон, ильменит (лейкоксенизированный в разной степени), гематит, хромит, эпидот, гранат, кварц, Sc, Ta, Nb, Hf, сумма TR в цирконе	Сумма титановых минералов – десятки кг/м^3; циркон (в ср.)- 19.3-24.3 кг/м^3; хромит (в ср.) – 9-16 кг/м^3; TiO_2 –1.9-3.9% ZrO_2 – 0.3-2% Cr_2O_3 – 0.2-1.6%	Горизонтально залегающие пластовые залежи протяженностью до 3.8км, шириной 5км и мощностью 2.0-15м, чаще – 4-5м.		Лукояновское (РФ)
3.4.Рутил-лейкоксен-циркон-ильменитовый	Значительное	Легкообогатимые	Мелкие до средних; равномерное распределение рудных минералов, линзообразное их скопление	Ильменит (лейкоксенизированный), лейкоксен, рутил, циркон, каолин, V, Sc, Hf, TR, Ta	Сумма титановых минералов – 30-44кг/м^3; лейкоксена – 4-7кг/м^3: циркона - 6-12 кг/м^3;TiO_2 в ср. – 1-3%; ZrO_2 в ср.– 0.5-0.9%	Линзообразные изометричные залежи протяженностью от 2-5 до 10км, шириной от 0.2-0.3 до 2-4км и более; мощностью 5-9 до 20м		Туганское, Тарское (РФ)

Месторождения в корах химического выветривания представлены двумя подтипами (1.1. и 1.2., табл. 4.4.):

-ильменитовым и апатит-ильменитовым, образовавшимися на кристаллических породах основного состава (Стремигородское, Торчинское, Парамовское, Федоровское месторождения Украины),

- циркон-ильменитовым, образовавшимся на породах кислого и субщелочного состава (Караоткельское месторождение Казахстана).

Элювиальные россыпи, образованные на кристаллических породах основного состава, наследуют в плане форму и параметры коренного источника. Они имеют изометричную, удлиненную или плащеобразную форму, неровные контакты с коренными породами и осадочным покровом. Мощность остаточных россыпей изменяется от нескольких метров до 40-45м и более, в среднем 30-15м. Продуктивная часть коры не имеет четких литологических границ и определяется по данным опробования. В разрезе (сверху вниз) выделяются три рудные зоны: зона полной каолинизации (преобладает), зона частичной каолинизации (дресва) и зона начального выщелачивания и дезинтеграции (выветрелые кристаллические породы). Литологические характеристики (зернистость, форма) рудные минералы наследуют от материнских пород. Отмечается увеличение содержания ильменита в верхней каолиновой зоне. Содержание ильменита на обогащенных участках обычно достигает 60-350 кг/м^3. Запасы ильменита в ряде месторождений составляют многие миллионы тонн.

Основными элементами модели элювиального (остаточного) месторождения являются:

- общность рудообразующего титаноносного габброидного массива и рудообразующей коры химического выветривания,

- морфология и параметры рудной залежи, наследуемые от коренного источника,

- зональность залежи и характер распределения илъменитовой и апатитовой минерализации,

- структура руд, наследуемый характер выделения рудных минералов в коренном источнике,

- контакты с коренными и осадочными породами,

- продуктивная часть не имеет четких литологических границ и определяется по данным опробования,

- месторождение, как и все россыпное поле, отражается в геофизических полях аналогично рудному источнику.

Прямые поисковые признаки редки, проявляются лишь при непосредственном вскрытии коры эрозионными процессами и образовании шлиховых и литологических ореолов. Используются преимущественно косвенные признаки - наличие самой коры и геофизических аномалий, характеризующих рудоносность коренных пород.

Крупные месторождения этого типа в России отсутствуют.

К россыпным месторождениям одно-двуминерального состава, образованным вблизи кор химического выветривания, относятся как континентальные (аллювиальные, аллювиально-озерные, элювиально-делювиальные), так и морские (дельтовые, пляжевые, донные) [8, 12, 19]. Среди россыпей этого типа по геологической ситуации и минеральному составу выделяются пять геолого-промышленных подтипов (2.1 – 2.5, см. табл. 4.4.)

- ильменитовый, образованный при размыве и переотложении кор химического выветривания в континентальных условиях (Гулунское, Мадашанское, Ариаднинское, Катэнское месторождения России; Иршинское, Немнинское месторождения Украины),

- титаномагнетит-ильменитовый, образованный при размыве и переотложении продуктов физического выветривания в континентальных условиях (россыпи бассейна р. Ай, Россия),

- лейкоксеновый, образованный при размыве и переотложении кор химического выветривания метаморфических пород в прибрежно-морских условиях (Ярегское месторождение, Россия),

- титаномагнетитовый, образованный при размыве и переотложении продуктов физического выветривания титансодержащих пород в прибрежно-морских условиях (россыпи Камчатки, Курильских островов и побережья Тарского пролива, Россия),

- ильменитовый, локализованный в вулканогенно-осадовных породах в морских условиях (Павловское месторождение, Россия).

Основными элементами обобщающей модели данного геолого-промышленного типа являются:

- наличие кор химического выветривания и продуктов размыва этих кор (первичной продуктивной формации),
- палеогеографическая и палеогеоморфологическая обстановка осадконакопления,
- древние погребенные долины, балки, иногда наследуемые современной речной сетью прибрежная зона древних морей,
- литологический и минералогический состав осадков и продуктивных пластов (одно- и двуминеральный),
- зависимость концентраций минералов от гранулометрического состава сортировки осадков,
- особенности строения россыпей, параметры, взаимоотношение с подстилающими и перекрывающими породами,
- глубина залегания, сохранность продуктивных отложений, влияние диагенеза (цементация).

Модель месторождения ильменитоносных песчаников (на примере Тулунского м-ния). Месторождение располагается в северо-западной части предгорной впадины каледонской геосинклинали Восточного Саяна и включает в себя шесть перспективных участков (россыпей): Тулунский Казаковский, Азейский, Александровский, Анганорский. Ильменитовые песчаники приурочены к терригенным отложениям нижней юры, формировавшимся в процессе денудации палеозойского основания платформы и переотложения продуктов доюрской коры выветривания пород основного состава. Продуктивная толща представлена тремя пачками терригенных отложений с повышенными концентрациями ильменита: нижняя пачка - песчаники сидеритсодержащие с алевролитами, средняя - песчаники, переслаивающиеся с алевролитами (основной продуктивный горизонт), верхняя - чередующиеся маломощные прослои песчаников, песчано-углистых сланцев и рыхлых сахаровидных песков.

Ильменитоносные отложения формировались в различных континентальных условиях, что обусловило образование двух типов россыпей, объединяемых общими источниками питания. Первый тип образовался в прибрежной зоне крупных замкнутых озер вблизи трапповых массивов (мугунский подтип), второй - в мелких сообщающихся озерах и болотах (казаковский подтип). Россыпи озерных водоемов в плане имеют сложную извилистую (языковидную) форму.

Ильменитовые россыпи приурочены к отрицательным формам доюрского рельефа, где продуктивные отложения залегают в виде крупных линз или пластообразных залежей, представляющих в поперечном разрезе плосковыпуклые образования со сложной конфигурацией нижней поверхности. Существенная особенность россыпей - их невыдержанность по мощности продуктивного горизонта (от 0.9 до 43.0 м), содержанию диоксида титана (от 0.6 до 10.6%) и залеганию (от 1.4 до 69.0 м.).

По составу россыпи мономинеральные – ильменитовые. Кроме ильменита присутствует сидерит; титаномагнетит, лейкоксен и рутил встречаются редко. Содержание ильменита в продуктивном пласте колеблется от 80 до 200 кг/м^3. Присутствует ильменит преимущественно (74%) в классе 0.1-0.01 мм. Ильменит образует беспорядочную или линейную вкрапленность, часто обусловливая этим слоистый характер породы.

В результате проведенных технологических исследований установлено, что ильменитсодержащие породы месторождения в связи с высоким содержанием в них грудноопромывистых глин и наличием в основном тонкозернистого ильменита труднообогатимы (показатели извлечения TiO_2 в концентрат на уровне 50-55% при содержании TiO_2~ 50.5%). Полученные кондиционные ильменитовые концентраты, пригодны для производства пигментного диоксида титана.

Модель месторождения лейкоксеновых песчаников (на примере Ярегского м-ния). Месторождение образовалось в асимметричной впадине выступа фундамента и характеризуется сложным строением: в плане имеет чечевицеобразную форму, протяженность 10- 5 км, ширина несколько километров. Продуктивный пласт (мощность до 30м, реже 90-100м) состоит из трех пачек. Каждая пачка сложена различными по гранулометрическому составу и степени сортировки осадками. В основании пласта залегают крупно-разнозернистые лейкоксен-кварцевые и кварцевые песчаники с линзами гравелитов и конгломератов нижней пачки, сменяющиеся вверх по разрезу мелкозернистыми косо - и диагональнослоистыми кварцевыми песчаниками с прослоями и линзами аргиллитов. В основании средней пачки наблюдаются линзы лейкоксен-

кварцевых песчаников. Верхняя пачка представлена полимиктовыми и лейкоксеновыми песчаниками. Наибольшие концентрации лейкоксена (до 25% в тяжелой фракции, в среднем 8-10%) приурочены к крупно- и грубозернистым песчаникам, выход тяжелой фракции в мелкозернистых песчаниках не превышает 0.3-1.0%. Лейкоксен содержит 50-55% TiO_2 и 22-40% SiO_2. В тяжелой фракции количество лейкоксена достигает 90% В незначительных количествах отмечаются циркон, аутигенные анатаз и брукит. Содержание диоксида титана в песчаниках составляет в среднем 10,5%. Характерная особенность Ярегского месторождения - насыщенность значительной части отложений нефтью - до 5% и более. Нефтенасыщенные песчаники залегают в верхней части продуктивного пласта (до отметок 60-70 м).

Прибрежно-морские россыпи комплексного состава. Особенностью месторождений древних морских россыпей является их образование в результате неоднократного перемыва и переотложения продуктов размыва кор химического выветривания [8, 18, 19]. Для месторождений этого типа характерен широкий возрастной диапазон – от юры до голоцена. На территории России развиты в основном древние россыпи.

По минеральному составу основных рудных и попутных минералов, влияющих на технологические свойства и качество руд, среди древних россыпей выделяются четыре подтипа (см. 3.1.-3.4., табл .4.4.):

- дистен-ставролит-циркон-рутил-ильменитовый (Самотканское м-ние Украины),
- дистен-фосфорно-циркон-рутил-ильменитовый (Центральное, Кирсановское, Унечское и др. м-ния России),
- -эпидот-хромит-гематит-рутил-ильменит-цирконовый (Лукояновское м-ние, Россия),
- рутил-лейкоксен-циркон-ильменитовый (Туганское, Тарское, Георгиевское и др. м-ния России).

Кроме того, в отдельный подтип (см. 3.5, табл .4.4.) выделены современные прибрежно-морские россыпи циркон-рутил-лейкоксен-ильменитового состава плейстоцен-голоценового возраста (россыпи побережья Австралии, Индии, Африки, Америки).

Основные элементы модели морских россыпей комплексного состава:

- совмещение россыпи с площадью развития продуктивной формации, являющейся одновременно россыпеобразующей и россыпевмещающей,
- палеофациальная обстановка (фация, характер слоистости, гранулометрия, сортировка, концентрация минералов),
- морфология и строение россыпи,
- взаимоотношение с перекрывающими породами, характер контактов, глубина залегания,
- особенности минерального состава и характер распределения рудных минералов.

По генезису морские россыпи смешанные (пляжевые, донные и дельтовые). Простирание россыпей достигает 10-15 км, ширина 2-10 км. Их мощности значительны. Они представлены пластовыми телами, часто параллельными, линзовидной или изометричной формы. Для всех россыпей характерен комплексный состав: ильменит, чаще лейкоксенизированный, лейкоксен, рутил, циркон, ставролит, дистен, силлиманит, хромит, гематит, монацит и др. Содержание рудных минералов изменяется от первых десятков до первых сотен кг/м^3.

Древние россыпи этого типа преимущественно удалены от коренных источников. На территории России морские комплексные россыпи погребены под значительными по мощности осадочными толщами и практически не имеют прямых поисковых признаков, если не вскрыты эрозией или выработками.

Модель древней прибрежно-морской россыпи комплексного состава (на примере Самотканского (Малышевского) м-ния. Месторождение расположено в центральной части Украинского щита в Приднепровском россыпном районе и приурочено к верхней части позднепалеоген-ранненеогеновой вторичной продуктивной формации, имеющей сложную геологическую историю формирования в меняющихся тектонических, палеогеографических обстановках и средах осадконакопления. Месторождение состоит из двух разновозрастных россыпей: раннеполтавской (олигоцен-миоценовой) и поздне- среднесарматской (миоценовой). В полтавской толще промышленные россыпи развиты в среднем и верхнем горизонтах и представляют собой выдержанные по простиранию пласты мощностью в несколько метров с содержанием тяжелых минералов от 10-15 до 100-150кг/м^3. В сарматской толще наиболее обогащенная россыпь приурочена к среднему горизонту, сложенному мелкозернистыми хорошо отсортированными и

окатанными кварцевыми песками, содержащими десятки кг/м^3 (в среднем) промышленно ценных минералов.

Обе россыпи сформировались в прибрежно-морской обстановке. Их источником служили подстилающие осадки: для полтавской россыпи - кварц-глауконитовые пески харьковской свиты (палеогеновые), для сарматской - мелко- и тонкозернистые кварцевые пески полтавской серии и другие более древние осадки.

Общим для обеих россыпей являются одинаковый минеральный состав, масштабы и форма продуктивных залежей. Залежи носят пластообразный характер, длина их значительно преобладает над шириной, состоят они из параллельных друг другу линзообразных тел с отчетливой горизонтальной, полого- или косонаклонной подчеркиваемой скоплением тяжелых минералов слоистостью. Слоистость особенно характерна для сарматской россыпи, в которой естественные шлиховые слои достигают мощности 1.0-1.6м и прослеживаются на десятки и сотни метров. Минеральный состав тяжелой фракции россыпей представлен лейкоксенизированным ильменитом (54% в полтавской россыпи, 44% - в сарматской), рутилом (15 и 16% соответственно), цирконом (5 и 9,6%), дистеном и силлиманитом (16 и 13%) примерно в равных соотношениях, ставролитом (23%) и турмалином (9%); в знаковых количествах отмечены монацит, хромшпинелиды, анатаз, корунд, шпинель, гранат. В сарматской россыпи кроме того наблюдаются бадделеит, муассонит, алмаз и др. Основная масса зерен имеет размеры от 0,05-0,1мм в полтавской россыпи и более крупные – 0.10-0.16мм - в сарматской россыпи.

Пески Самотканского месторождения хорошо обогащаются с получением кондиционных концентратов всех промышленно ценных минералов.

Модель Центрального месторождения комплексного состава. Центральное месторождение входит в состав Тамбовского россыпного района. Россыпной район расположен в благоприятной для образования россыпей тектонической позиции - в зоне сочленения Северо-восточного склона Воронежской антеклизы с Рязано-Саратовским прогибом. Наличие благоприятной терригенно-минералогической провинции с рутил-дистен-ильменитовой с цирконом (сумма ильменита, рутила и циркона в которой составляет 62%) также способствует образованию россыпей. Продуктивные пески прослеживаются в виде полосы северо-восточного простирания на 200км при ширине до 6 км [1, 6, 18, 19].

Центральное россыпное месторождение приурочено к пескам сеноман-сантонского возраста, залегающим на размытой поверхности альбских отложений, представленных зеленовато-серыми слюдистыми алевролитами. В отложениях сеноманского яруса выделяются три горизонта: нижний – темно-зеленые пески, средний - серые более глинистые пески и верхний, продуктивный - зеленовато-серые глауконит-кварцевые пески. Наиболее богатая часть продуктивных песков в свою очередь приурочена к верхней части продуктивного горизонта и представляет собой субгоризонтально залегающий пласт с наклоном на юго-восток 2-3° в сторону прибрежного шельфа. Он протягивается в меридиональном направлении на 21 км, в западном и южном направлениях выклинивается. Пласт залегает на глубине от 3.5 до 21.5м., (в среднем 9м) и имеет мощность 6.4м (от 2.0 до 12м).

Особенность россыпи - наличие в продуктивном горизонте трех прослоев желваковых фосфоритов мощностью 0.1-0.4м. Сгруженные желваки и гальки фосфоритов отмечаются также на слабо размытой поверхности сеноманских песков, образуя пласт мощностью 1м. Континентальный режим, господствовавший в турон-коньякское время, почти не затронул россыпь, а дальнейшая трансгрессия сеноманского моря привела к ее захоронению.

Выше залегают продуктивные зеленовато-серые пески и алевролиты сантонского яруса, мощностью от 0.8 до 27 м. (с запада на восток) и перекрывающие их четвертичные отложения мощностью от 1.6 до 37.5м.

Продуктивные пески мелко- и тонкозернистые (85%) с глауконитом (2.5-8.7%), гранатом (0.5%), полевым шпатом (3%). Полезные компоненты - ильменит, рутил и циркон - находятся в соотношении 5:1:0.9. Наблюдается общее увеличение количества тяжелых минералов от 0.51-0.91% в основании продуктивного пласта до 1.72-2.54% в его кровле. Среднее содержание в пласте (в кг/м^3): ильменита – 31.6; рутила – 6.0; циркона – 5.4; кианита – 4.2. Распределение минералов в обогащенном пласте равномерное, шлиховые прослои в песке практически отсутствуют, в верхних частях пласта иногда встречаются прослои и гнезда, обогащенные тяжелыми минералами. Основная масса песка (60-93%) сосредоточена в классе 0.11-0.07мм. Преобладающий размер зерен ильменита 0.1-0.05мм, рутила 0.15-0.1мм, циркона 0.1-0.05мм.

В пределах месторождения выделяются три участка: западный, южный и наиболее богатый – восточный, детально разведанный и оцененный. Пески хорошо обогащаются с получением ильменитового, рутилового, цирконового и фосфоритового концентратов.

4.2.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания

Основные месторождения титана приурочены к металлогеническим провинциям Русской (Московской, Воронежской, Тиманской), Западно-Сибирской (Центральной, Обь-Зайсанской), Восточно-Сибирской (Ангаро-Ленской) плит и Сихоте-Алиньской провинции Монголо-Охотского складчатого пояса.

На основе формационного анализа в них выделяются площади развития продуктивных формаций, различных по возрасту и генезису. Металлогеническая провинция может включать в себя одну или несколько формаций. По масштабу внутри провинций прогнозные площади подразделяются на россыпные (рудные) районы, зоны, поля, проявления (месторождения), оценка которых производится на соответствующих стадиях геолого-съемочных работ [1, 3, 10, 14, 15, 17] (рис. 4.3).

Россыпная зона - крупный объект прогнозирования в пределах продуктивной формации, в пределах которой может быть выделено несколько россыпных районов. Площадь россыпных районов составляет первые тысячи квадратных километров.

Зона россыпей выделяется внутри россыпного района, иногда по площади сопоставима с ним. Так, протяженность зон россыпей центра Восточно-Европейской платформы составляет 100-150км, ширина 20-30км.

Россыпное поле выделяется внутри зоны россыпей или россыпного района, в пределах которых может быть выделено несколько рудных полей, разделенных площадями с рассеянной рудной минерализацией. Площадь рудных полей составляет первые сотни квадратных километров. В пределах рудных полей в разрезе продуктивной формации выделяются отдельные наиболее обогащенные рудными минералами горизонты, на основании чего и осуществляется выделение и оконтуривание этих площадей.

Проявления (россыпь) обычно выделяются внутри рудного поля на основании высоких (более 30кг/м^3) содержаний рудных минералов в продуктивном пласте, при этом учитывается глубина его залегания и мощность. Россыпь может иметь сложное строение и состоять из отдельных залежей или пространственно сближенных россыпных тел. Площадь россыпи может достигать сотни квадратных километров.

Из всей группы россыпных месторождений особое место по подходу к оценке занимают элювиальные (остаточные) россыпи – образование кор химического выветривания (см. табл. 4.3, 4.4). Локальная приуроченность этих россыпей к выходам коренных месторождений позволяет выявлять их в процессе поисков коренных руд и применять к ним аналогичные методы оценки. Площадные параметры и форма остаточных месторождений наследуют таковые коренных месторождений. Содержание титановых минера-лов в коре выветривания более высокое, чем в коренных рудах (за счет первичного их обогащения в процессе выветривания), неравномерное и в общем отражает степень обогащения коренных руд. Мощность кор выветривания изменчива, но в среднем около 10-15м.

При оценке прогнозных ресурсов предлагается использовать показатель средней удельной продуктивности 1м^3 рудной залежи, составляющей 0.07-0.1т.

4.2.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски титаноносных площадей разного ранга

Общие и непременные условия образования титановых россыпей: формирование коры химического выветривания на богатых титаном магматических породах, размыв коры и переотложение продуктов размыва в различных условиях (от аллювиальных до морских).

Исходя из этого, в качестве геологической предпосылки для выделения провинции можно использовать набор геологических данных, обусловливающий сочетание таких факторов как разрушение богатых титаном магматических пород, транспортировка продуктов их дезинтеграции к месту их отложения и захоронения, создающие условия образования продуктивной формации [6, 10, 12, 15].

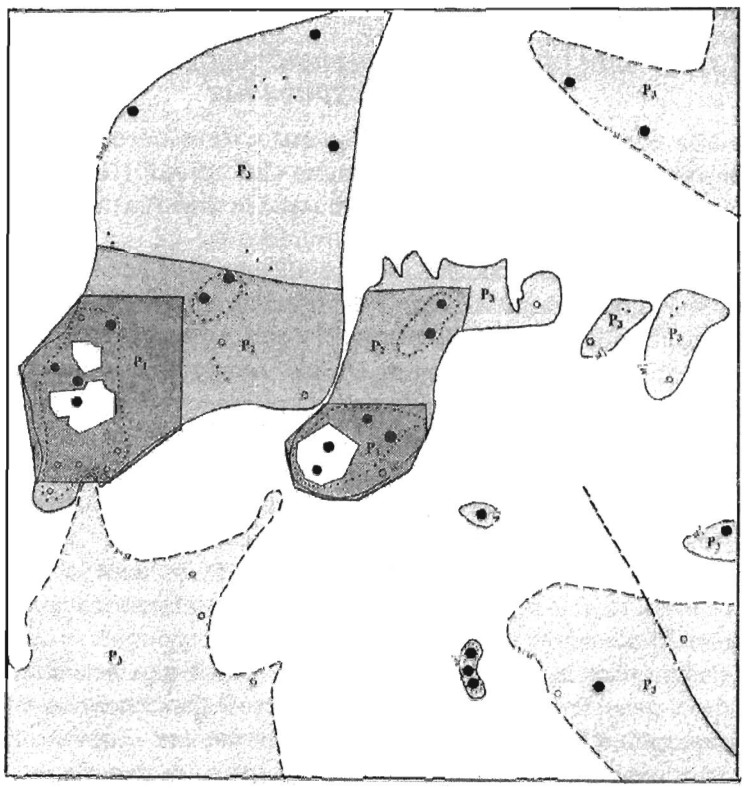


Рис.4.3. Модель россыпного района с оценкой прогнозных ресурсов на примере прибрежно-морских комплексных россыпей

Поисковые признаки

площади, характеризующиеся наличием сеноманского и сантонского горизонтов продуктивной формации с благоприятными условиями формирования комплексных россыпей

площади, характеризующиеся наличием сеноманского и сантонского горизонтов продуктивной формации с благоприятной фациальной обстановкой, концентрациями минералов тяжелой фракции и высокими содержаниями в ней титановых минералов

площади, характеризующиеся наличием нижнесантонского горизонта продуктивной формации с благоприятной фациальной обстановкой, концентрациями минералов тяжелой фракции и высокими содержаниями в ней титановых минералов

Элементы титаноносности

Содержание ильменита рутила циркона (кг/м^3)	Мощность продуктивного пласта (м)	Глубина залегания (м)	Перспективность
Россыпные проявления			
● >20	>1,0	до 20	перспективные
○ до 20	<1,0	до 20	неясноперспективные

• 5-10 шлиховые пробы условного ильменита

границы россыпных полей

контур рудопроявлений с оценкой запасов по кат C_2

Площади оценки прогнозных ресурсов

P_1 по категории P_1

P_2 по категории P_2

P_3 по категории P_3

Основным признаком, по которому выделяется продуктивная формация служит минеральный состав отложений и в первую очередь - состав тяжелой фракции. Отложения продуктивной формации характеризуются преобладанием в тяжелой фракции устойчивых (от 54% и более) и почти полным отсутствием неустойчивых (6-7%) минералов. Соотношение устойчивых и неустойчивых минералов позволяет выделить слои, образованные за счет размыва коры химического выветривания ($2^{-ой}$ и $3^{-ий}$ формационные типы). Соотношение представляется в виде единого эмпирического коэффициента ($К_у$ – коэффициент устойчивости) и выражается формулой $К_у = lg\ У(100 - П)/\ 10Н^{Н/10}$, где У, П, Н – содержания устойчивых, промежуточных и неустойчивых минералов в терригенной части тяжелой фракции. К **устойчивым** минералам относятся ильменит, рутил, лейкоксен, циркон, монацит, корунд, шпинель, флюорит, кварц, дистен, силлиманит, турмалин, ставролит и др., к **промежуточным** – альмандин, эпидот, сфен, к **неустойчивым** - все сульфиды, амфиболы, пироксены (кроме магнезиальных), магнетит и др. Возможность определения характера размываемых пород в области питания определяет величина $К_у$. Его отрицательные значения показывают, что при образовании отложений в области питания размывались не затронутые химическим выветриванием кристаллические породы. Положительные значения $К_у$ свидетельствуют о наличии в осадках продуктов размыва кор химического выветривания. Чем выше величина коэффициента, тем благоприятнее условия для образования титановых россыпей. Значение $К_у$ от 0 до +2 соответствует слоям, образовавшимся при размыве нижних зон коры выветривания каолинового профиля. Для песков титаноносных россыпей характерны значения $К_у$ +2.5 и более.

На территории развития продуктивной формации для выделения перспективных площадей (россыпной район, зона, поле, проявление) применяется комплекс поисковых признаков или критериев, позволяющий конкретизировать объект поисков с оценкой прогнозных ресурсов. К основным поисковым критериям относятся: формационно-стратиграфический, литолого-фациальный, минералого-геохимический, тектонический.

Формационно-стратиграфический критерий. Образование перспективных на титановые россыпи продуктивных формаций приурочено к определенным эпохам, различающимся по своим масштабам.

Докембрийская эпоха характеризуется редкими россыпными проявлениями комплексного состава морского происхождения.

Палеозойская эпоха значительно богаче россыпями. Наиболее благоприятна была средне-верхнедевонская эпоха на Русской платформе – образование уникальных лейкоксеновых морских песков Тиманского поднятия и оригинальных по происхождению подводных вулканогенно-осадочных ильменитовых россыпей Воронежского массива. Для них характерен одно-двуминеральный состав (лейкоксеновый, ильменитовый) и близость к источникам питания.

В мезозойскую эпоху существенную роль играли континентальные россыпи (аллювиальные, аллювиально-озерные и элювиальные), широко развитые на Украинском щите, Урале, Западно-Сибирской плите и Сибирской платформе. Морские россыпи по-прежнему образовывались на Русской платформе. Характерная их особенность - многократное переотложение прибрежно-морских осадков, содержащих продукты размыва кор выветривания.

В кайнозойскую эпоху также были широко развиты морские и континентальные россыпи: на юге Западно-Сибирской плиты, Украинском щите, Ставропольском поднятии, в Днепровско-Донецкой впадине, Зауралье, Тургайском прогибе. За исключением аллювиальных россыпей они характеризуются комплексным минеральным составом.

В современный период одно-двуминеральные россыпи (ильменитовые, ильменит-титаномагнетитовые, гранат-ильменитовые) образуются в районах физического выветривания кристаллических и вулканических пород: Арктический бассейн, Камчатка, Курильские острова.

Тектонический критерий. Формирование россыпей различных генетических типов обусловлено характером тектонических движений: восходящие и нисходящие тектонические движения – морские регрессии и трансгрессии, чередование характера тектонических движений, стабильная тектоническая обстановка. При восходящих тектонических движениях полностью завершается денудация коры выветривания каолинового профиля, в этом случае россыпи титана встречаются лишь в нижних слоях формации. При нисходящих тектонических движениях идет размыв кристаллических пород. Быстрое накопление осадков и отсутствие условий для их многократного перемыва не дают возможности образоваться в этом случае крупным россыпям. В условиях дифференцированных тектонических движений продуктивная формация имеет

сложное строение. Часто несколько горизонтов продуктивной формации, соответствующих этапам размыва кор химического выветривания, переслаиваются с отложениями, образованными за счет размыва слабоизмененных или совершенно неизмененных изверженных и метаморфических пород.

Тектонические структуры, выраженные в палеорельефе эпох формирования россыпей, определяли расположение областей сноса и осадконакопления, а также положение береговых линий древних морских бассейнов, к которым приурочены наиболее значительные россыпи.

Приуроченность участков с концентрациями рудных минералов к положительным формам рельефа, россыпей – к зонам сочленения положительных и отрицательных структур низких порядков, к периферии крупных поднятий, типа Воронежского кристаллического массива.

Литолого-фациальный критерий. Этот критерий тесно связан с тектоническим режимом. В зависимости от степени проявления динамических фаз происходили периодические смены разных типов аккумуляции осадков в направлении от суши в сторону моря.

Максимальная концентрация рудных компонентов в континентальных отложениях приурочена в основном к фациям прирусловой отмели, реже к пристрежневой и пойменной, а в морских - к прибрежно-морским мелководным фациям. Отмечается ритмичность в накоплении тяжелых минералов от пристрежаевой к пойменно-озерной фации в континентальных отложениях и от глинисто-песчаной прибрежно-морской к глинисто-карбонатной более глубоководной фации - в морских отложениях.

Один из способов определения фаций, благоприятных для накопления тяжелых минералов и восстановления гидродинамических условий осадконакопления, - диаграмма Л.Б.Рухина с дополнениями В.А.Блинова и др. [1], где по гранулометрическим коэффициентам (qσ - коэффициент сортировки и qMa - средний размер зерен) выделяются пять гидродинамических зон.

Фации аллювиальных отложений, как правило, плохо отсортированные, литологически представлены неравномернозернистыми песками, гравеллитами, иногда с большим количеством каолина в виде цемента. Пески располагаются в широком диапазоне гранулометрических классов - qMa от < 0.1 до 0.2 мм и коэффициентом сортировки - qσ 0.14-0.3. Редко среди этих отложений встречаются более сортированные пески, с которыми могут быть связаны небольшие и невыдержанные одно- двуминеральные россыпи. Фация прибрежных озер, болот и лагун отступающего моря представлена хорошо отсортированными и мелкозернистыми, редко средне - крупнозернистыми хуже отсортированными песками, переслаивающимися с глинами. В отложениях этой фации много органического вещества, часто они угленосные. В песчаной части этих отложений обычно содержатся в значительных количествах минералы титана, циркон, монацит, но обилие глинистого материала делают общее содержание этих минералов невысоким и затрудняет процессы обогащения.

Озерные, озерно-лагунные осадки формируются при колебательных движениях водной среды, и пески с повышенным выходом тяжелой фракции (> 1.5%) располагаются в узком гранулометрическом классе - qMa – 0.088-0.099 мм, и коэффициент сортировки составляет 0.025-0.06.

Фация прибрежно-морских песчаных отложений представлена хорошо отсортированными мелко- и тонкозернистыми, реже алевритовыми кварцевыми песками с полным отсутствием глинистого материала или с редкими прослоями глин, если накопление происходило в мелководном морском бассейне. В этих отложениях рудные минералы отличаются узким диапазоном изменения зерен и приурочены к пескам следующего гранулометрического класса - qMa – 0.08-0.117 мм и коэффициентом сортировки qσ – 0.07-0.15.

Особое место среди прибрежно-морских россыпей занимают дельтовые и дельтово-пляжевые лейкоксеновые россыпи Тимана, в которых наибольшие концентрации лейкоксена (до 110-130 кг/т) приурочены к средне-, крупно- грубозернистым до гравийных отложениям. Для них характерны более крупные зерна лейкоксена (от 0.2-0.3 до 1.6-2.5 мм) и кварца (от 0.25 до 0.7 мм и более).

Комплексные прибрежно-морские россыпи, представленные рыхлыми песками и содержащие небольшое количество глинистого материала легкообогатимые при условии, если они не обогащены хромитом, хромшпинелидами, гематитом; наличие фосфатно-карбонатных пленок на минералах еще более усложняет процесс обогащения.

4.2.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов

Применение формационного анализа, палеогеографического и палеогеоморфологического методов, использования известных закономерностей размещения россыпных месторождений титана позволяют по данным геологических, геофизических и других видов работ выделить прогнозные площади различного ранга [1, 7, 12, 13, 17].

На стадии региональных исследований м-ба 1:500000 - 1:200000 выделяется площадь развития продуктивной формации, определяется ее тип, степень сохранности. На этом этапе в изучаемом регионе проводятся рекогносцировочные работы, сопровождающиеся изучением опорных разрезов региона, отбором проб, изучением минерального состава тяжелой фракции. При изучении минерального состава рекомендуется использовать разработанные в ВИМСе методики обработки проб: минералогического и рентгенографического фазового анализов [15, 20]. Для установления продуктивных формаций и выделения в разрезе осадочных толщ продуктивных горизонтов Г.С.Момджи и В.А.Блиновым [1, 15] было предложено использовать минеральный состав тяжелой фракции и коэффициент устойчивости ($К_у$). По изменению величины $К_у$ по площади и устойчивости его значения по вертикали в пределах стратиграфических горизонтов можно судить о типе продуктивной формации. В пределах продуктивных формаций на основании минерального состава песчаных отложений выделяются терригенно-минеральные провинции с благоприятным составом минералов для образования россыпей, что позволяет локализовать размеры изучаемой площади с выделением рудных районов, узлов [10, 16, 18]. Палеогеографическая реконструкция среды осадконакопления осуществляется на основе литолого-фациальных карт с элементами палеогеографии м-ба 1 :500000, 1:200000.

Методы оценки прогнозных ресурсов категории P_3. Количественная оценка прогнозных ресурсов данной категории оценивается предположительно (из-за отсутствия буровых, горно-проходческих работ) на основе общих структурно-тектонических, литолого-стратиграфических, палеогеографических и других предпосылок с учетом интерпретации результатов геохимических, геофизических исследований. Способом количественной оценки прогнозных ресурсов является метод аналогии. При этом немногочисленные сведения о средних содержаниях полезного компонента и мощностях продуктивного горизонта по отдельным точкам наблюдений распределяются на всю оцениваемую площадь, и полученные цифры запасов умножаются на коэффициент рудоносности (удельная площадная продуктивность), определенный на более изученных объектах аналогичного генетического и формационного типов (эталонах).

Стадия поисковых исследований м-ба 1:200000 - 1:10000. Задачи данной стадии работ - уточнение структурно-морфологического типа рудного поля, его геологическое и геофизическое строение, оценка выявленных аномалий, заверка их природы, уточнение геолого-промышленного типа оруденения, определение их параметров; технологические свойства и качество руд.

Проводится изучение опорных разрезов с выявлением песчаных фаций, отложившихся в прибрежно-морских (озерных) условиях, благоприятных для накопления тяжелой фракции и образования россыпей. Отбор проб из песчаных осадков с целью изучения их вещественного состава должен производиться из всех доступных естественных обнажений, горных выработок, буровых скважин на изучаемой территории.

Для определения примерного положения и масштабов выделенных рудных районов, узлов, полей проводится изучение гидродинамических условий, существовавших в период осадконакопления и формирования россыпей. Для этого используется гранулометрический анализ песков по методу Л.Б. Рухина с дополнениями В.А. Блинова. В результате гранулометрического анализа определяются коэффициенты сортировки (qσ) и средний размер зерен (qMa), на основании которых определяется принадлежность осадков к той или иной гидродинамической зоне [1, 18]. Площади, в пределах которых развиты песчаные фации с коэффициентом сортировки qσ = 0.07-0.15, выделяются в качестве перспективных для поисковых работ.

Методы оценки прогнозных ресурсов категории P_2. Основным методом оценки прогнозных ресурсов категории P_2, как и категории P_3, по-прежнему является метод аналогии. Особенность оценки данной категории, делающей ее более достоверной, заключается в использовании при подсчете результатов проведенных буровых, проходческих работ, более глубоких прогнозно-оценочных исследований, чем на предыдущей стадии, особенно по изучению вещественного состава руд, их технологических свойств и качества.

На стадии оценочных работ (оценка месторождения) м-ба 1:25000 – 1:10000 для крупных и **1:5000-1:1000** для сложных и небольших россыпей необходимо установить факторы для выделения и оценки потенциального месторождения: геологическое строение, контуры и масштабы рудных залежей, минеральные и промышленные типы руд, их обогатимость и качество, горнотехнические и гидрогеологические условия эксплуатации.

Методы оценки прогнозных ресурсов категории P_1. Основным методом оценки прогнозных ресурсов категории P_1 является «точечный» метод подсчета прогнозных ресурсов. Он заключается в определении прогнозных ресурсов полезного ископаемого по каждому известному проявлению, которое принимается за россыпь с условными средними для данного типа россыпей размерами (1х2 или 2х4 км^2). Данные о содержаниях полезного компонента в продуктивном горизонта, мощности горизонта средние по скважинам или точки проявления. Суммируя полученные запасы по каждому проявлению, получают «минимальные» прогнозные ресурсы по данной площади [13].

Задача каждой из вышеприведенных стадий работ - составление прогнозной карты титаноносности на формационной и литолого-фациальной основе и геологической карты соответствующего масштаба. В качестве специальной нагрузки на карте показывают: 1) площади развития титаноносных формаций определенного типа, 2) терригенно-минеральные провинции с выделением титановой минерализации, 3) россыпные проявления с указанием содержаний титановых минералов и циркона, 4) площади развития прибрежно-морских и озерных песчаных осадков, благоприятных для накопления тяжелой фракции (при наличии разновозрастных осадков – для каждой оцениваемой свиты), 5) установленные и предполагаемые источники титановых минералов, циркона (при их наличии); направление сноса материала и минералов, 6) перспективные площади (рудные районы, узлы), на которых оцениваются прогнозные ресурсы категории P_3, характеризующиеся комплексом благоприятных признаков: высокими содержаниями титановых минералов в тяжелой фракции, наличием горизонтов, образованных за счет коры химического выветривания, и их неглубоким залеганием и другими данными, 7) участки развития кор химического выветривания (при их наличии).

4.2.6. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений

Несмотря на разнообразие условий осадконакопления (морские, прибрежно-морские и др.), обусловливающих формирование экзогенных (россыпных) месторождений титана, а также широкий возрастной диапазон их образования для всех них характерны следующие особенности:

1. Россыпные месторождения образуются в результате разрушения магматогенных основных и ультраосновных пород, несущих в себе титановое оруденение (как в виде месторождений, так и в виде рассеянной титановой минерализации), разрушающиеся древние метаморфические комплексы, (нередко содержащие повышенное количество титановых минералов) ранее образовавшихся россыпей, подвергшихся перемыву.

2. Наиболее благоприятный фактор для образования богатых и крупных экзогенных месторождений титана - развитие кор химического выветривания и последующий их размыв, сопровождающийся сортировкой и переотложением продуктов размыва.

3. Наиболее крупными и богатыми являются прибрежно-морские современные и древние россыпи.

Основные факторы, влияющие на образование прибрежно-морских россыпей: генетический, тектонический, климатический.

Генетический фактор определяет наличие определенных (основных и ультраосновных и др.) комплексов пород в зоне денудации, их петролого-минералогический состав, масштаб развития этих комплексов и степень проявления процессов денудации.

Тектонический фактор обусловливает структуру и морфологию областей сноса и осадконакопления, положение береговой линии морских бассейнов и характер осадконакопления (трансгрессии и регрессии морей).

Климатический фактор, наряду с тектоническим, определяет палеогеографию региона, влияет на формирование кор химического выветривания, характер осадконакопления. Минеральный состав образующихся осадков напрямую зависит от обломочного материала областей сноса определенных климатических зон.

Все эти факторы влияют на формирование различных по составу, масштабности и каче-

ству экзогенных месторождений. Масштаб и состав россыпей зависят от сочетания тех или иных факторов, степени и длительности их проявления. Таким образом, на возможность открытия крупных россыпных объектов с высококачественным сырьем, указывают критерии, объединяющие наиболее оптимальное сочетание этих факторов.

Структурно-тектонический критерий обусловливает возникновение обстановки и условий размещения россыпей, их захоронение и сохранность от последующего размыва. Наиболее крупные и богатые прибрежно-морские россыпи формировались в конце трансгрессивного – начале регрессивного циклов, в условиях, благоприятных для продолжительной стабилизации береговой линии и гидродинамической сортировки терригенного материала.

Климатический критерий во многом определяет минеральный состав образующейся россыпи. В зоне умеренного тропического (отчасти субтропического) гумидного климата процесс химического выветривания доходит до латеритной стадии, обуславливает преобладание устойчивых минералов: ильменита, лейкоксена, рутила и циркона. В зоне умеренного теплого гумидного климата этот процесс достигает каолинитовой или гидрослюдистой стадии, что также способствует высвобождению ильменита и циркона. В условиях широкого развития кор химического выветривания в результате лейкоксенизации увеличивается содержание титана в самом ильмените, что способствует формированию высококачественных россыпей.

Минералого-петрографический критерий отражает минеральный состав как рудной, так и безрудной составляющих россыпей, характеризуя источники поступления терригенного материала в россыпь. Для образования крупных и богатых россыпей необходимо повышенное содержание минералов титана в источнике питания, что возможно при денудации пород основных и ультраосновных массивов.

Для определения типа россыпи необходимо также выделение характерных минеральных ассоциаций. Для прибрежно-морских россыпей основной является рутил-циркон-ильменитовая ассоциация,

Геоморфологический критерий используется для реконструкции палеорельефа на время россыпеобразования с выделением зон денудации, аккумуляции и переходных зон смены режимов. Наиболее благоприятны для поисков крупных россыпей зоны смены во времени областей денудации и аккумуляции.

Литолого-фациальный критерий является производным от генетического, тектонического и палеогеографического факторов. Максимальная концентрация рудных компонентов в прибрежно-морских россыпях приурочена к песчаным мелководным фациям. Отмечается ритмичность в накоплении тяжелых минералов от глинисто-песчаной к глинисто-карбонатной (более глубоководной фации) в морских отложениях.

Заключение

В данном разделе изложены научно-методические основы выделения прогнозных площадей различного ранга и оценке их перспективности на обнаружение коренных и россыпных месторождений титановых руд. Рассмотрены общие особенности образования и закономерности локализации титаноносных объектов – от рудной провинции до месторождения, показана возможность их классификации для целей прогнозирования и поисков на основании общих рудоконтролирующих факторов и признаков, используемых в качестве прогнозно-поисковых критериев. Предложена структурно-формационно и геолого-промышленная (промышленная) классификации месторождений титановых руд различного генезиса.

Литература

1. Блинов В.А., Головко В.А., Дюбюк К.А. Продуктивные остаточные формации на Русской платформе // Советская геология, 1986, № 8. С.11-24.

2. Богатиков О.А. Анортозиты // М.: Наука, 1979. 232 с.

3. Геологическая служба и развитие минерально-сырьевой базы / Под ред. А.И.Кривцова, И.Ф.Мигачева, Г.В.Ручкина - М.: ЦНИГРИ, 1993. С. 285-295.

4. Геология и минерагения анортозитовых ассоциаций // Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 152с.

5. Дробот Г.Д., Короленко Н.В., Блинов В.А., Епифанов А.Ю. Титановые месторождения в анортозитах докембрия // Отечественная геология, 1998, №4. С 54-58.

6. Иконников Н.Н. Россыпные продуктивные формации осадочного чехла Русской плиты // VII Совещание по геологии россыпей. Киев: 1987. С. 249-251.

7. Классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых // М.: ГКЗ МПР РФ, 1997. 16 с.

8. Малышев И.И./ Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд // М.: Госгеолтехиздат, 1957. 268 с.

9. Методические указания по оценке, апробации и учету прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых / М.: ВИЭМС, 1997.16 с.

10.Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Ч. 2. Оценка прогнозных ресурсов твердых горючих полезных ископаемых, черных и легирующих металлов / М.: ВИЭМС, 1988. С.135-152.

11.Методические рекомендации по применению классификации запасов твердых полезных ископаемых к россыпным месторождениям / М.: ГКЗ МПР РФ.

12.Методические указания по применению рационального комплекса геолого-геохимических и геофизических методов при поисках и оценке месторождений титана (прогнозно-поисковый комплекс) / М.: ВИМС, 1987. 78 с.

13.Методические рекомендации по составлению прогнозно-минерагических карт на ильменит-цирконовые россыпи (на примере Сибири) / Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 88 с.

14.Момджи Г.С. Титан. Металлы с в осадочных породах / М.: Наука, 1964. С. 220-227.

15.Момджи Г.С. Теоретические основы и методы поисков россыпных месторождений титана и циркона. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т 4. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С.44-57.

16.Момджи Г.С., Блинов В.А. Литолого-фациальные условия образования комплексных циркониево-титановых россыпей // Состояние и задачи советской геологии. М.: Наука, 1970. С. 220-227.

17.Положение о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям (твердые полезные ископаемые) / М.: ВИЭМС, 1999. 28 с.

18.Россыпные месторождения титана СССР / Под ред. Момджи Г.С., Блинова В.А. / М.: Недра, 1970. 286 с.

19.Россыпные месторождения России и других стран СНГ / М.: Научный мир, 1997. 480 с.

20.Яшунский Ю.В., Сидоренко Г.А., Беседин Е.Г./ Новый комплекс аналитических методов анализа качества рудных песков / Россыпи и месторождения кор выветривания – объект инвестиций на современном этапе. Тез. докл. X Международного совещания./ М.: ИГЕМ, 1994. С.247-248.

5. ВОЛЬФРАМ

5.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и связь их с геологическими формациями. Рудно-формационная и генетическая классификации

5.1.1. Общие закономерности проявлений месторождений вольфрама в земной коре

В земной коре накопление вольфрама свойственно отдельным морским литофациям, в том числе испытавшим последующий метаморфизм, однако его традиционные промышленные месторождения находятся в консолидированных структурах коры, в ореолах гранитоидных плутонов, формировавшихся в условиях тектонической активизации складчатых поясов и примыкающих к ним кратонов. Промышленные руды вольфрама в разных районах ассоциируют с оловянной, молибденовой, бериллиевой, висмутовой, ртутно-сурьмяной, свинцово-цинковой, медной, танталовой и другой минерализацией.

В геохимических циклах определенных регионов фиксируется многократное перераспределение и постепенное накопление вольфрама сначала в осадочных и вулканогенных, затем - метаморфогенных формациях и, наконец, в ареалах развития интрузивных (преимущественно коровых) магматических образований. При этом перспективными на вольфрам обычно бывают наиболее поздние комплексы многократно проявленного интрузивного магматизма, эволюционирующего в направлении все более кислых образований. Продуктивными эрами образования вольфрамового оруденения являются палеозойская и мезо-кайнозойская.

Магматические образования крайне неоднородны по составу и условиям формирования, а ареалы их распространения далеко выходят за пределы складчатых поясов и охватывают примыкающие к ним ранее консолидированные структуры, включая окраины платформ. В разных структурных зонах ареала орогенной (или автономной) активизации возникают соответственно и разные формационные типы гипогенного вольфрамового оруденения.

5.1.2. Формационно-генетические типы вольфрамового оруденения в тектонических структурах земной коры

Наиболее важные в промышленном отношении месторождения вольфрама связаны с магматогенными условиями его накопления и тяготеют к массивам гранитоидных пород. Продуктивный на вольфрамовое оруденение гранитный магматизм занимает определенную историко-геологическую позицию в развитии структур с континентальным типом земной коры. Это структуры орогенной активизации, развитые как в молодых складчатых, так и в примыкающих к ним структурах ранней консолидации. Разрыв во времени между продуктивными гранитоидами и вмещающими эпигеосинклинальными формациями не превышает первых десятков миллионов лет, но он бывает значительно больше (сотни миллионов лет), если рудоносные граниты, выступая как внегеосинклинальные образования, проникали в структуры древней консолидации. Чем больше интервал между внедрением гранитов и эпохой консолидации вмещающего их субстрата, тем меньше влияние структур последнего на размещение гранитов и ассоциированного с ними вольфрамового оруденения. Контролирующая роль во всех случаях принадлежит наложенным структурам эпохи посторогенной (или автономной) активизации.

Независимо от взглядов и геотектонических концепций основой для прогнозирования вольфрамовых месторождений, выбора эффективных методов поисков и оценки прогнозных ресурсов остается геолого-формационный анализ и, как его составная часть, рудно-формационный. В соответствии с его положениями рудная формация как группа месторожде-

ний, сходных по минеральному составу руд и геологическим условиям образования, имеет определенные области распространения, характеризующиеся своими условиями размещения.

Предложенная Ф.Р.Апельциным [1, 2] и дополненная С.Г.Соловьевым [9] формационная систематика вольфрамовых месторождений основана на принципе наиболее полного использования признаков и особенностей взаимосвязи геологических, магматических и рудных формаций. Приведенная в табл. 5.1. ее формационно-генетическая производная отражает изменчивость условий образования, локализации, а также минеральных и геохимических особенностей вольфрамового оруденения разного морфогенетического типа в рамках каждой формации, которые могут быть успешно использованы при поисках и оценке прогнозных ресурсов, а также прогнозе качества руд различных вольфрамовых месторождений.

Для вольфрамоворудных формаций [1, 9] ими выделены четыре типа структур (обстановок), различающихся закономерностями проявления тектоники и магматизма, которые обусловлены степенью зрелости континентальной коры, интенсивностью ее активизации и предшествующей историей геотектонического развития. Соответственно каждая из структур характеризуется каким-либо одним ведущим формационным типом вольфрамовой минерализации.

1. Структуры устойчивого геоантиклинального развития (включая срединные массивы), ограниченные позднегеосинклинальными или наложенными прогибами с многократным проявлением гранитного магматизма плутонической фации. Продуктивный в отношении вольфрамового оруденения магматизм отвечает одному из поздних этапов формирования сводовых поднятий. Возникающие в такой обстановке вольфрамовые месторождения разного морфогенетического типа составляют **олово-вольфрамовую рудную формацию**.

2. Линейные структуры активизации, наложенные на консолидированные подвижные пояса и окраины платформ, представляющие сочетание рифтогенных впадин и поднятий мозаично-блокового строения, с развитием вулкано-плутонических ассоциаций коровых гранитоидных пород. Продуктивными на вольфрамовое оруденение выступают поздние серии кислых гранитоидов повышенной (как правило, калиевой) щелочности, подчиненные структурам линейных и кольцевых разломов. Сопутствующее им оруденение различного морфогенетического типа объединяется в **молибден-вольфрамовую рудную формацию**.

3. Структуры некомпенсированных наложенных прогибов с редуцированной континентальной корой, выполненные существенно континентальными молассами и вулканитами среднекислого состава и их интрузивными аналогами; ареалы последних распространяются за пределы прогибов в смежные с ними поднятия по системам сопряженных разломов; сопутствующие им вольфрамоносные образования объединяются в **вольфрам-полиметалльную формацию.**

4. Структуры краевых зон сводовых поднятий, межсводовых прогибов и приразломных впадин в областях (поясах) эпиплатформенного орогенеза и блоках ранней консолидации областей эпигеосинклинального орогенеза. Возникающие в такой обстановке вольфрамовые месторождения разного (промышленное оруденение известно только в скарновых объектах) морфогенетического типа составляют **золото-медно-молибден-вольфрамовую рудную формацию.**

Генетические особенности формирования продуктивной вольфрамовой минерализации в известной мере повторяются в рамках каждой формации, однако близкие типы оруденения (скарнового, грейзенового, жильного и др.) во всех из них отличаются геотектоническими условиями локализации, минералого-геохимическими, структурными и другими особенностями, наиболее важными для разработки поисковых и оценочных критериев. Их морфогенетические производные отвечают главнейшим промышленным типам вольфрамовых месторождений.

5.2. Промышленные типы месторождений

Основные черты вольфрамовых месторождений, оказывающие влияние на разведку и технологические свойства руд, связаны с морфологическими особенностями месторождений и вещественным составом руд. По этим признакам выделяются три основных промышленных типа месторождений вольфрама: штокверковый, жильный, пласто- и линзообразный, включающие соответствующие подтипы (табл. 5.2).

Штокверковый тип включает штокверковый, грейзеновый и брекчиевый подтипы. К штокверковому подтипу относятся крупные и весьма крупные месторождения со сравнительно бедными рудами. Месторождения залегают в терригенных, вулканогенно-терригенных породах надинтрузивных зон, реже в гранитах. Рудная минерализация штокверков связана с одной, или несколькими системами кварцево-рудных прожилков мощностью от первых миллиметров до

Таблица 5.1

Ведущие формационно-генетические типы вольфрамового оруденения

Формации	Геотектоническая позиция	Морфогенетические типы месторождений и околорудные породы	Руды	Масштабы рудных объектов, тыс. т WO_3	Среднее содержание в руде WO_3, %
Олово-вольфрамовая	Области устойчивого геоантиклинального развития с наложенными прогибами и орогенными сводовыми поднятиями в ареалах плутонических гранитоидов, обогащенных литием и фтором	Скарновый оловянно-вольфрамовый; скарны, грейзены, пропилиты	Касситерит-шеелитовые	10-50	0.3-0.5
		Жильно-грейзеновый, оловянно-вольфрамовый; грейзены, березиты	Флюорит-слюдисто-вольфрамитовые, слюдисто-сульфидно-шеелитовые	30-100	0.2-0.3
		Жильный оловянно-вольфрамовый; грейзены, пропилиты, березиты	Кварц-касситерит-вольфрамитовые, сульфидно-касситерит-шеелитовые	10-50	0.5-1.5
		Жильно-штокверковый метасоматический оловянно-вольфрам-железо-силикатный, березиты, аргиллизиты	Хлорит-вольфрамитовые, сульфидно-турмалин-касситерит-вольфрамитовые	5-15	0.5-1.0
Молибден-вольфрамовая	Линейные и кольцевые структуры активизации областей древней консолидации с вулканоплутоническими комплексами гранитоидов повышенной (калиевой щелочности)	Скарновый молибден-вольфрамовый; скарны, грейзены, пропилиты	Молибденит-молибдошеелитовые	30-300	0.2-0.4
		Жильно-грейзеновый, молибден-вольфрамовый; грейзены, березиты	Топаз-молибденит-вольфрамитовые, флюорит-слюдисто-сульфидно-шеелитовые	5-20	0.4-0.6
		Жильный сульфосольно-сульфидно-вольфрамовый; грейзены, пропилиты, березиты	Сульфидно-сульфосольно-гюбнеритовые, сульфидно-молибденит-вольфрамитовые	30-150	0.5-1.0
		Штокверковый кварц-силикатно-вольфрамовый; березиты, аргиллизиты	Кварц-молибденит-шеелитовые, кварц-сульфидно-шеелитовые	100-500	0.15-0.3
Вольфрам-полиметалльная-	Позднеорогенные рифтовые структуры с молассами, среднекислыми вулканитами и их интрузивными аналогами, в том числе в примыкающих консолидированных структурах	Скарновый сульфидно-вольфрамовый; скарны, пропилиты, березиты	Колчеданно-апатит-шеелитовые, халькопирит-шеелитовые	50-200	1-2
		Кварцево-жильный сульфидно-вольфрамовый; грейзены, березиты	Сульфидно-сульфосольно-вольфрамитовые, сульфидно-шеелитовые	5-15	0.5-1
		Жильно-эксгаляционный колчеданно-вольфрамовый; грейзены, пропилиты, березиты	Полиметаллически-касситерит-ферберитовые, колчеданно-шеелитовые	10-30	0.5-2
		Жильно-штокверковый, халцедон-сурьмяно-вольфрамовый; березиты, аргиллизиты	Киноварь-антимонит-ферберитовые, антимонит-шеелитовые	5-20	1-2
Золото-медно-молибден-вольфрамовая	Узлы пересечения дуговидных сегментов глубинных разломов с линейными линеаментными зонами в областях эпиплатформенного орогенеза и блоках ранней консолидации областей эпигеосинклинального орогенеза	Скарновый золото-медно-молибден-вольфрамовый; скарны, пропилиты, березиты	Кварц-карбонат (анкерит, сидерит)-гранат-молибдошеелитовые с сульфидами	10-50	0.2-0.7

Таблица 5.2

Промышленные типы месторождений вольфрама

Промышленный тип		Форма и условия залегания рудных тел	Размер рудных тел	Содержание в %, в богатых / рядовых / бедных рудах	Примеры месторождений
тип	подтип				
Штокверковый	Штокверковый	Изометричные, линейные, овальные, неправильной формы, в плане штокверки в терригенных и карбонатных толщах, реже в гранитоидах	Площадь в плане - 0.2-0.1 (редко – 2.0) км^2; глубина до 1 км	0.2-0.5 / 0.5-0.2 / 0.5	Инкурское, Богутинское, Урзарское, Россия В.Кайрактинское, Казахстан
	Грейзеновый	Изометричные, плащеобразные, линзовидные, штокообразные, неправильной формы тела в апикальных зонах куполов гранитов	Площадь 0.1-1.0 км^2 глубина 200-250 м; в штоках площадь 0.01-0.5 км^2; глубина до 400 м		Спокойнинское, Шумиловское, Россия Циновец, Австрия
	Брекчиевый	Трубообразные, линзовидные, неправильной формы тела в терригенных породах и гранитоидах	Площадь в плане 0.01-0.2 км^2; глубина 300-500 м		Булуктаевское, Россия Гейер, Германия
Жильный	Жильный	Поля жил субпараллельной и различной ориентировки в терригенных толщах и гранитоидах	Длина до 1 км, мощность 0.8-2.0 м, глубина по падению 600-800 м	1.0-2.5 / 0.5-1.0 / 0.5	Иультинское, Холтосонское, Букукинское, Россия
		Жилы и их серии в эндо-экзоконтактах гранитных массивов	Длина 200-300 м, мощность 0.5-1.0 м, глубина 200-300 м		Белухинское, Дедовогорское, Россия
	Жильно-грейзеновый	Жильно-грейзеновые тела, их серии в эндоконтактовых зонах гранитных массивов	Длина до 1.0-1.5 км, мощность до 40-60 м, глубина 200-250 м		Акчатауское, Казахстан
Пласто-линзообразный	Скарновый	Плитообразные залежи крутого и пологого залегания в экзоконтактовых зонах массивов гранитоидов	Длина до 1 км, мощность до 20-40 м, глубина до 600-800 м	1.0-2.5 / 0.5-1.0 / 0.5	Восток-2, Агылкинское, Россия Сандонг, Ю.Корея
		Линзовидные, неправильной формы тела и их серии в экзоконтактах гранитных массивов	Небольшая протяженность по простиранию (50-100 м) и падению (до 200 м) с переменной мощностью		Лермонтовское, Россия Ингичке, Узбекистан Пайн-Крик, Австралия
	Стратиформный	Пласто- и линзообразные залежи в скарноидах, амфиболитах, известняках	Длина 1.0-1.5 км, мощность 4-5 до 20-40 м, глубина по падению до 1 км	0.4-0.7 / 0.3-0.4 / 0.3	Баянское, Казахстан Кти-Тебердинское, Скрытое, Россия Миттерзиль, Австрия

нескольких сантиметров. Нередко прожилки выполняют радиально-концентрические системы трещин. На некоторых месторождениях штокверковое оруденение сочетается с жильным или скарновым, известны также шеелитоносные штокверки скарновых прожилков. Плотность прожилков достигает 30-40 штук на пог. м. Неравномерное распределение прожилков внутри штокверковых тел приводит к усложнению их внутреннего строения за счет чередования участков кондиционных руд с прослоями пустых пород или некондиционных руд. Затухание трещиноватости на периферии штокверковых тел вызывает необходимость их оконтуривания по данным опробования.

По ведущим полезным компонентам штокверковые месторождения можно разделить на вольфрамовые, олово-вольфрамовые, молибдено-вольфрамовые и ртутно-сурьмяно-вольфрамовые. Основные минералы вольфрама – вольфрамит и шеелит, встречающиеся нередко совместно, сочетаются в рудах с теми или иными количествами молибденита, касситерита, берилла, минералов висмута, сульфидов железа, меди, свинца, цинка и др. Штокверковым месторождениям принадлежит ведущая роль в разведанных запасах вольфрама, возрастает их роль в добыче этого вида сырья.

Грейзеновый подтип представлен в основном месторождениями типа минерализованных куполов и включает большое число объектов промышленного значения. По запасам они относятся к средним, но в отличие от штокверковых характеризуются более высоким содержанием основного полезного компонента. Морфология грейзеновых рудных тел разнообразна. Это залежи изометричной, удлиненной или неправильной формы, повторяющие очертания купола, с вертикальным размахом оруденения до 200-250 м. В вертикальном разрезе неоднородные прерывистые, чередуются со слабо оруденелыми грейзенизированными гранитами. В штокообразных куполах гранитов очертания минерализованных зон неправильные, сложные, нередко они представляют собой крутопадающие жило-, штоко- и трубообразные тела с глубиной распространения 300-400 м. На некоторых объектах развиваются эруптивные брекчии. По составу грейзеновые месторождения относятся к олово-вольфрамовым, реже к молибдено-вольфрамовым, при этом основной рудный минерал – вольфрамит, содержащий повышенные концентрации тантала и ниобия, сочетается в рудах с касситеритом или молибденитом и небольшими количествами сульфидов железа, меди, свинца и цинка.

Брекчиевый подтип вольфрамового оруденения в качестве самостоятельного встречается редко. Брекчиевые руды в рудных полях сопровождают штокверковые, жильные или грейзеновые образования. В самостоятельных месторождениях руды этого типа образуют трубообразные, столбообразные, линзовидные или неправильной формы тела в плане мелких, редко средних масштабов. По составу они относятся к молибдено-вольфрамовым, реже олово-вольфрамовым, основной рудный минерал – вольфрамит - в рудах сочетается с шеелитом и небольшим количеством сульфидов.

Жильный тип вольфрамовых месторождений составляет наиболее многочисленную группу, которая в ранний период разработки месторождений была ведущей по запасам и добыче, но затем начала уступать позиции другим типам. В рудных полях жильное оруденение нередко сочетается со штокверковым, грейзеновым, брекчиевым и скарновым. Собственно жильные месторождения относятся к кварц-вольфрамитовому и кварц-шеелитовому типам. Промышленными являются кварц-вольфрамитовые месторождения, которые в большинстве представлены мелкими объектами, но характеризуются высокими содержаниями вольфрама. Такие месторождения располагаются в экзо-эндоконтактовой зоне массивов рудопродуктивных гранитов. Более масштабные жильные месторождения кварц-вольфрамитового жильного типа, приближающиеся по масштабу к крупным, формируются в надинтрузивной зоне рудопродуктивных гранитов. Кварц-шеелитовые жильные месторождения в основной массе содержат бедные руды и отличаются небольшими запасами.

Кварц-вольфрамитовые месторождения представлены сериями субпараллельных жил или отдельными жилами крутого и пологого залегания, а также полями жил различной ориентировки. Границы рудных тел четкие, ограничиваются распространением жильной кварцевой массы. Грейзенизированные вмещающие породы чаще несут промышленное оруденение в жильно-грейзеновых зонах. Протяженность жил по падению достигает 600-800 м и зависит от положения жильных тел относительно кровли гранитных массивов. Среди жильных месторождений различают собственно вольфрамовые и комплексные: молибдено-вольфрамовые, олово-

вольфрамовые, сурьмяно-вольфрамовые, а также малосульфидные и с повышенным количеством сульфидов.

Пласто- и линзообразный тип включает подтипы скарновых и стратиформных месторождений. Скарновые месторождения занимают ведущее место в мире по добыче и второе место – по запасам. Среди них наряду с мелкими нередки объекты крупного масштаба, встречаются уникальные. Скарново-шеелитовые залежи локализуются на контактах гранитов и карбонатных пород или удалены от них и залегают в зонах дробления, повышенной трещиноватости и переслаивания пород карбонатного и алюмосиликатного состава. Рудные тела унаследуют конфигурацию скарнов, образуют согласные залежи, но нередко шеелитовое оруденение распространяется за пределами скарнов в контурах развития апоскарновых минеральных ассоциаций. Поэтому границы рудных тел могут не совпадать с контурами скарнов и тогда устанавливаются только по данным опробования. По форме шеелитоносные рудные тела образуют пластообразные залежи крутого и пологого залегания, тела неправильной формы, линзо- и трубообразные залежи. По составу среди месторождений скарнового подтипа выделяются вольфрамовые, молибдено-вольфрамовые, полиметалльно-вольфрамовые и олово-вольфрамовые, малосульфидные и с повышенным количеством сульфидов. Наиболее масштабны молибдено-вольфрамовые и вольфрам-полиметалльные месторождения. Они представлены наиболее богатыми рудами.

Месторождения стратиформного подтипа относятся к объектам среднего, реже крупного масштаба с более высокими содержаниями триоксида вольфрама, чем на штокверковых месторождениях. Положение рудных полей контролируется пологими контактами или провесами кровли батолитов пестрого состава, флексурообразными изгибами осадочно-метаморфических толщ, зонами трещиноватости двух и более направлений. Оруденение тесно ассоциирует с поздними выплавками лейкогранитов. Важное значение для концентрации оруденения имеет наличие богатых кальцием горизонтов скарноидов, амфиболитов, известняков, карбонатных песчаников. Этим горизонтам свойственно накопление вольфрама и сопутствующих элементов до уровня 30-80 г/т, связанное с ранними процессами метаморфизма и гранитизации. Рудные тела, нередко с линзовидным распределением оруденения, имеют выраженный пластообразный характер. Основной минерал руд стратиформных месторождений - шеелит, которому сопутствуют пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, самородное золото, иногда минералы висмута и серебра. Прожилково-вкрапленные руды отлагаются на фоне процессов скарнирования, амфиболизации, биотитизации, окварцевания, серицитизации и хлоритизации пород.

Среди прочих типов вольфрамового оруденения можно отметить имеющие иногда промышленное значение вольфрамоносные россыпи и коры выветривания. В элювиальных и аллювиальных россыпях минералы вольфрама (вольфрамит, реже шеелит) накапливаются в ассоциации с касситеритом, самородным золотом и другими минералами повышенной плотности до концентраций 0.25-1.0 и более кг/м^3. Они бывают рентабельными для старательской отработки. Наличие россыпей выступает важным фактором для определения возможного типа и пространственного положения питающего их коренного источника, что следует учитывать при прогнозной оценке.

5.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания

Вольфрамоносные площади по масштабам подразделяются на металлогенические провинции (пояса), соответствующие крупным регионам, металлогенические зоны и рудные районы, отвечающие региональным тектоно-магматическим структурам, контролирующим рудопродуцирующий магматизм и, наконец, рудные узлы, поля и собственно месторождения, тесно связанные с компактными ареалами развития продуктивных одновозрастных магматических пород.

При этом к металлогеническим провинциям (областям) относятся крупные рудоносные площади, характеризующиеся развитием разнообразного оруденения, проявленного обычно на территории единого в геологическом отношении региона; контуры провинций часто совпадают с геологическими границами, оконтуривающими определенные геологические структуры, близкие по возрасту, типу развития и условиям образования. Рудные пояса отличаются от металлогенических провинций отчетливо выраженной линейностью (табл. 5.3).

Таблица 5.3

Поисковые модели перспективных провинций, рудных районов, узлов и полей при наличии крупных и сверхкрупных месторождений и богатых руд

Продуктивные рудные формации / Признаки и критерии	Олово-вольфрамовая	Вольфрам-полиметалльная	Молибден-вольфрамовая	Золото-медно-молибден-вольфрамовая
1	2	3	4	5
Металлогенические провинции (площади для оценки рудного потенциала)				
Региональные:				
Геотектонические условия образования	Орогенные области мезозоид: Области эпигеосинклинального орогенеза (островодужные области)		Области эпиплатформенного орогенеза и блоки ранней консолидации областей эпигеосинклинального орогенеза	
Рудовмещающие осадочные формации	Углеродистые флишоидно-молассоидные вулканогенно-карбонатно-терригенные с преобладанием вулканогенно-карбонатных формаций над терригенными		Углеродистые и гематитизированные вулканогенно-карбонатно-терригенные, а также платформенные карбонатные	
Мощность земной коры	Увеличенная мощность земной коры (до 30-50 км)		Сокращенная мощность земной коры (до 10-12 км)	
Металлогенический профиль	Металлогенические провинции "оловорудного" типа		Металлогенические провинции "молибденового" типа	
Геотектоническая позиция	Структуры устойчивого геоантиклинального режима развития с многократным проявлением разноглубинного гранитоидного магматизма	Окраинно-континентальные приразломные прогибы с редуцированной корой, трассируемые поясами континентальных вулканитов и их плутонических аналогов	Линейные структуры активизации консолидированных складчатых зон и примыкающих кратонов, сочетания рифтогенных впадин и поднятий мозаично-блокового строения	Узлы пересечения дуговидных сегментов глубинных разломов с линейными линеаментными зонами
Рудные районы (зоны) (площади для оценки прогнозных ресурсов категории P_3)				
Типовые геологические обстановки нахождения рудных районов (зон)	- ядерные зоны сводовых поднятий	- краевые зоны сводовых поднятий	- внутрисводовые грабены, грабен-синкли-норные структурные зоны	- краевые зоны сводовых поднятий, межсводовые прогибы и приразломные впадины
	Зоны влияния глубинных рудоконтролирующих и рудоконцентрирующих разломов и их пересечения с крупными линеаментными зонами			
Рудогенерирующие магматические формации	Ареалы развития многофазных магматических комплексов: - гранодиорит-гранитные	- габбро-монцодиорит-гранитные	- монцодиорит-гранит-лейкогранитные	- габбро-монцонит (сиенит)-гранитные
Степень рудоносности	Повышенный фон рудоносности: повышенная концентрация рудопроявлений и месторождений, сгущение геохимических полей, плотность которых скачкообразно убывает за границами рудного района			
Выражение в геофизических, геохимических полях	Аномалии ЕП, ВП и вертикальной составляющей магнитного поля в зонах гравитационных минимумов; контрастные геохимические поля вольфрама и сопутствующих элементов, сопровождающиеся шлиховыми ореолами шеелита, вольфрамита, касситерита, молибденита и другими минералами			
Рудные узлы и поля (площади оценки прогнозных ресурсов категории P_2)				
Среднемасштабные:				
Благоприятные геологические структуры	Очаговые структуры в связи с интрузивными массивами			

1	2	3	4	5
Позиция оруденения относительно рудогенерирующих формаций	До-, меж- и послеинтрузивная (с до-, меж- и послерудным внедрением даек разного состава)			
	- приконтактовые и надинтрузивные зоны гранодиорит-гранитных, лейкогранитных и литий-фтористых гранитных плутонов	- надкупольные зоны и дайковые поля плагиогранит-гранитных плутонов	- экзо-эндоконтакт гранит-лейкогранитных плутонов	- экзо-эндоконтакт плутонов субщелочных гранитов, лейкогранитов и гибридных пород
Благоприятный состав и петрофизические свойства субстрата	Для скарновых месторождений – перемежаемость прослоев алюмосиликатных и карбонатных пород. Для прочих месторождений – контрастность петрофизических свойств: хрупкость, прочность, пористость.			
Контрастные геохимические аномалии с совмещением элементов	Sn, W, F, B, As, P, Zn, Cu	W, Bi, S, As, P, Pb, Zn, Ag, Au	W, Mo, F, Bi, Be, Zn, Cu, Co, Ag (W>0,01%)	W, Bi, Pb, Mo, Zn, Ag, Au, Sb
Виды индикаторных соотношений элементов на различных уровнях среза: - надрудном - продуктивном - подрудном	Sn·Be W·Bi 100-10 10-0.5 <0.5	Pb·Zn·Cu W·As·Mo 10-0,5 0.5-0.011 <0.01	V·Co·Ni $Mo \cdot W^2$ 100-5 5-0.01 <0.01	Sn·Be W·Bi n·10-n·100 n·0.01-n·10 n·0.0001-n·0.1
Геофизические поля	Минимум $\Delta Z(\Delta T)$ на фоне повышенного магнитного поля. Локальные минимумы Δg	Аномалии ЕП сульфидного класса с амплитудой в 200-300 мВ, ВП с амплитудой в 5-5% и вертикальной составляющей магнитного поля от 200 до 1200 А/м	Локальные максимумы $\Delta Z(\Delta T)$, совпадающие с локальными максимумами Δg на фоне спокойного магнитного поля	Аномалии $h_к$, совпадающие с максимумами $\Delta Z(\Delta T)$
Рудные участки (тела) месторождений (объекты оценки прогнозных ресурсов категории P_1)				
Локальные:				
Структурно-литологический контроль	- зоны интенсивной трещиноватости и сближенных разрывов, - провесы и опущенные блоки кровли, - узлы пересечения и сочленения разнонаправленных разрывов, - контакты даек и апофиз, совпадающие с направлением рудоконтролирующих разрывов, - межформационные срывы на границе пластов контрастного литологического состава, - тектонические брекчии карбонатных и алюмосиликатных пород повышенной основности			
Полнота проявления рудоносных минеральных ассоциаций	- увеличенный объем метасоматитов, - максимальное число стадий минералообразования и их совмещенность, - максимальное выражение в рудном процессе поздних минеральных ассоциаций.			
Физико-химические условия рудоотложения	в о с с т а н о в и т е л ь н ы е		о к и с л и т е л ь н ы е	
	Константа равновесия железа пироксена и граната в скарнах (K_p):			
	40 ---------- 10 (40-15) (18-10)		9 ---------- 0,17 (9-6,0) (0,7-0,17)	
Характерные черты крупных месторождений и богатых руд	- разнообразный (до 50 минералов) минеральный состав руд, - наличие нескольких генераций и полиморфных модификаций рудных и нерудных минералов			
Уровень эрозионного среза	выражается спецификой минералого-геохимической зональности оруденения и структурно-морфологическими особенностями залегания рудных тел на разных уровнях среза			
Ожидаемые максимальные ресурсы месторождений	Средние	Крупные	Крупные до уникальных	Средние
Примеры месторождений	Иультин Светлое Тигриное	Восток-2 Агылки	Тырныауз Инкур Бугдаинское	Кенсу Чорух-Дайрон

В контурах металлогенических провинций и рудных поясов выделяются линейные металлогенические зоны с расположеными внутри них рудными районами, включающими в свою очередь изометричные рудные узлы, а при линейной форме – рудные зоны. Протяженность металлогенических зон – десятки и сотни километров при ширине в несколько десятков километров. Примерами могут служить Центральная, Северо-Западная, Западная и Юго-Восточная металлогеничсские (вольфрамоносные) зоны Приморья. Наиболее протяженная из них Центральная. Ее длина на территории Приморского и Хабаровского краев составляет около 700 км. Ширина ее на отрезках с наиболее экстенсивным вольфрамовым оруденением достигает 60 км. Она не имеет четких геологических границ. Общая структурно-тектоническая позиция этой зоны определяется ее приуроченностью к Центральному Сихотэ-Алиньскому разлому. В пределах металлогенических зон и рудных районов локализуются месторождения одной характерной рудной формации, проявляющиеся в строго определенных условиях тектонического режима, предопределяющих развитие сходных (однотипных) геологических, в том числе материнских формаций. Поэтому наиболее отчетливую связь с оруденением какой-либо рудной формации обнаруживают металлогенические зоны и рудные районы; они и являются основными объектами исследования региональной металлогении, включая прогноз и определение ресурсов категории P_3. При этом правильнее говорить о проявленности в металлогенической зоне оруденения не столько одной рудной формации, сколько латерального ряда генетически родственных рудных формаций, так как материнская (в данном случае магматическая) геологическая формация обычно может сопровождаться оруденением нескольких рудных формаций, являющихся звеньями единого латерального ряда. Под латеральным рядом генетически родственных рудных формаций понимается ряд рудных формаций, объединяющих близкие по возрасту месторождения, где переход одной рудной формации в другую осуществляется путем изменения состава преобладающей минеральной ассоциации, определяющей формацию [9].

Отнеся сказанное применительно к металлогении вольфрама, можно отметить, что в целом в металлогенических провинциях будут наблюдаться разные вольфрамоворудные формации, связанные в разные латеральные и вертикальные ряды с генетически родственными формациями, а также пространственно ассоциирующие и совместные рудные формации. Напротив, выделяемые в рамках металлогенических провинций металлогенические зоны и рудные районы будут характеризоваться оруденением преимущественно одной вольфрамоворудной формации, причем эти формации и определяемое ими положение металлогенических зон будут эволюционировать по мере развития соответствующих региональных структур.

При прогнозных исследованиях положение и границы перспективных площадей определяются не столько по позиции известных месторождений, сколько по геологической ситуации, имеющей формационное выражение. В этом плане металлогеническая (структурно-металлогеническая) зона принимается эквивалентной структурно-формационной зоне. Последняя по комплексу характеристик резко отличается от смежных зон, поскольку структурно-формационные зоны возникают на разных временных отрезках с существенно различными режимами развития. В регионах со сложной геологической историей возможны совмещения, наложения, перекрытия, пересечения соответствующих металлогенических зон как отражение взаиморасположения соответствующих геологических формаций. Оконтуривание металлогенических зон на прогнозных картах производится на основе структурно-формационных, палеогеодинамических, геохимических, геофизических карт, карт полезных ископаемых и т.д. Металлогенические зоны включают рудные районы, которые представляют собой подзоны структурно-формационных зон.

На фоне металлогенических зон рудные районы являются изометричными рудоносными площадями, которые характеризуются повышенной концентрацией рудопроявлений и месторождений, а также сгущением геохимических полей, плотность которых скачкообразно убывает за границами рудного района. Рудные районы контролируются локальными тектоно-магматическими (очаговыми) структурами, к которым приурочены зональные ареалы магматизма, геофизические аномалии и многоярусное оруденение. Позиции рудных районов определяются узлами пересечения разломов, среди которых выделяются как собственно рудоконтролирующие (совпадающие с общим простиранием рудной зоны и специализированные на оруденение определенного рудно-формационного типа), так и рудоконцентрирующие (способствующие интенсификации рудного процесса в тех металлогенических зонах, которые они пересекают).

Понятие "вольфрамоворудный район" не подразумевает исключительного или хотя бы преобладающего развития вольфрамового оруденения; в общей рудной нагрузке рудного района количественно и тем более экономически более существенным может быть оруденение иного состава. В данном случае к "вольфрамоворудным районам" относятся те, которые включают даже небольшое количество самостоятельных вольфрамоворудных объектов; при таком понимании среди вольфрамоворудных районов могут быть выделены мелкие, средние и крупные по ресурсам вольфрама [10].

Иерархической единицей более локального уровня, отражающей специализацию площади на вольфрамовое оруденение, являются рудные узлы (поля), которые в рамках рудного района или зоны структурно и геохимически обособлены и выделяются на фоне слабой минерализации групповой локализацией оруденения и большей его интенсивностью. Рудные узлы охватывают генетически связанные рудные поля или отдельные месторождения определенных формационных типов и от рудного поля отличаются большей площадью и меньшей сближенностью рудопроявлений (месторождений). Рудному узлу в плутоногенном рудном районе соответствует отдельный плутон среди совокупности сближенных плутонов, отвечающих рудному району. Рудные узлы (поля) рассматриваются как закономерная составная часть вольфрамоворудных районов, проявляющаяся при благоприятном сочетании ряда факторов (структурных, магматических, литологических и др.) объектами прогноза и определения ресурсов категории P_2.

Объектами прогноза ресурсов в пределах рудных полей служат участки за пределами блока пород с подсчитанными запасами категории C_2. По параметрам предполагаемого продолжения известных и новых рудных тел с учетом размеров и характеристик ранее выявленного, разведанного и оцененного оруденения прогнозируются и определяются ресурсы категории P_1.

Рассмотренные выше наименования пространственных категорий не зависят от геометрии соответствующих площадей, формирующихся под влиянием тектонического режима складчатых областей, и отличаются лишь размерностью в зависимости от уровня прогноза.

Каждый уровень (масштаб) регионального прогнозирования предполагает построения формализованных формационных прогнозно-поисковых моделей соответствующих рангов, вытекающих из общих геолого-генетических представлений о связи геологических и рудных формаций. При этом формационные факторы, имеющие "сквозное" выражение для каждого ранга прогнозируемой площади, дополняются специфическими критериями и признаками, которые будут рассмотрены в следующем разделе.

5.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски площадей разного ранга

Исходным материалом для разработки подобных систем признаков стал проведенный выше внутриформационный анализ, выявивший причинные геологические связи источников вольфрамового оруденения с глубинностью, материнскими геологическими формациями и геотектоническим режимом развития регионов, в целом определившие условия нахождения оруденения в земной коре и закономерности его размещения. Разработанный на этой основе комплекс признаков и критериев для выявления площадей разного ранга приведен в табл. 5.3. В наиболее общем виде они рассмотрены ниже.

На региональном уровне рудные поля масштабных вольфрамовых месторождений выделяются сложной историей геологического развития, тяготея к границам разных структурно-формационных зон или крупным разломам рифтогенного типа в консолидированных структурах земной коры.

Характерная черта всех продуктивных рудных полей наличие признаков активного тектонического развития в до- и послеинтрузивные этапы становления рудогенерирующих гранитоидных плутонов относительно малоглубинных фаций или их вулкано-плутонических аналогов. Не менее характерны пред- и межрудные деформации трещинного типа, нередко выполненные дайками. Структурные элементы, наиболее близкие к эпохе оруденения, контролируют положение и интенсивность проявления различного типа метасоматитов, своеобразных по составу для разных формационных типов вольфрамоносных образований. Во всех случаях благоприятны признаки длительного проявления гипогенного процесса, что выражено в телескопированном положении минеральных парагенезисов разных стадий рудообразования.

Крупные и богатые месторождения вольфрама формируются на относительно малых глубинах от палеоповерхности, обнаруживая при этом значительную вертикальную протяжен-

ность (в условиях малого эрозионного среза). Благоприятный признак вольфрамоносного объекта (перспективного вольфрамоносного поля) - совмещение площади выхода гранитоидных пород, особенно поздних интрузивных фаз, испытавших апогранитные изменения, с достаточно обширными по площади и уровню концентрации механическим ореолом или литохимической аномалией вольфрама и его спутников – олова, молибдена, меди, висмута, лития, фтора, сурьмы, ртути и др. Распределение перечисленных информативных элементов отчетливо дискретное: в коренных рудоносных и околорудных породах (первичных ореолах рассеяния) они накапливаются как в составе ряда породообразующих (полевых шпатах, слюдах, гранатах, пироксенах, амфиболах) и акцессорных минералов (магнетите, сфене, пирите, апатите), так и собственно в вольфраматах (шеелите, вольфрамите); последние служат основным источником формирующихся механических ореолов и потоков рассеяния вольфрама и сопутствующих ему элементов (олова, молибдена и других цветных металлов, а также сульфат-иона).

Физические свойства вольфрамоносных рудных полей и собственно рудоносных геологических тел проявляются на месторождениях разных формационных типов в определенных аномальных показателях плотности, магнитности, электрических и прочих свойствах. Размеры и формы аномалий дефицита плотности определяют пространственную позицию и различные элементы морфологии рудогенерирующих гранитоидных плутонов. Узкие зоны повышенной плотности у контактов плутонов иногда фиксируют положение залежей скарново-шеелитовых руд. Некоторые поверхности отражения сейсмических волн фиксируют положение рудоконтролирующих структур и геологических тел. Зоны повышенной магнитности иногда прямо указывают на рудоносные тела или сопутствующие им околорудные метасоматиты, обогащенные магнетитом или моноклинным пирротином. Рудоносные тела, содержащие обильные сульфиды, бывают отчетливо выражены в различных электрических аномалиях. Перечисленные свойства рудоносных и рудовмещающих образований используются при определении размеров сечения вероятных рудных тел на поверхности и разной глубине их распространения, что вместе с другими (минералогическими, литохимическими и пр.) данными используется для количественного прогноза вольфрамового оруденения.

К прямым признакам проявления вольфрамового оруденения относятся некоторые литохимические данные. Это прежде всего механические ореолы рассеяния определенных по составу вольфраматов и их спутников, в большинстве случаев достаточно устойчивых в зоне гипергенеза. Между размерами механических, первичных и вторичных ореолов рассеяния, уровнями концентрации в них минералов вольфрама (обычно первые десятки грамм на 1 $м^3$ рыхлых пород) и масштабами оруденения для разных районов и его ландшафтных зон существуют определенные количественные связи, позволяющие по соответствующим формулам рассчитать прогнозные запасы на 1 м вертикального протяжения рудных тел установленного размера [10].

Первичные и вторичные ореолы и потоки рассеяния вольфрама и его спутников отличаются составом и особенностями вертикальной и горизонтальной зональности на месторождениях разных формационных типов, а также в условиях проявления прямой или обратной зональности, что необходимо учитывать при определении площади распространения и уровня эрозионного среза, а, следовательно, и вертикального диапазона распространения вольфрамового оруденения. Достаточно масштабные объекты такого оруденения на поверхности проявляют себя во вторичных литохимических ореолах рассеяния в виде концентрации вольфрама на один порядок и более выше его местного кларка (обычно 0.02-0.05 WO_3) при площади ореола, в 2-5 раз превышающей сечение рудного тела на поверхности. Продуктивность вторичных ореолов рассеяния уже на ранней стадии изучения полей вольфрамовых месторождений позволяет оценить продуктивность рудных тел на уровне их эрозионного среза, геохимические показатели зональности и степень сохранности рудных тел и на основе этих данных – рассчитать глубину распространения продуктивного оруденения и прогнозные ресурсы вольфрама в недрах.

5.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов

5.5.1. Критерии оценки прогнозных ресурсов

При прогнозировании и оценке площадей разного ранга существенное значение имеет определение промышленного типа и формационной принадлежности вольфрамового оруденения. Анализ распространения промышленных типов вольфрамовых месторождений по четырем рудным формациями показывает, что крупные и уникальные по запасам вольфрамовые место-

рождения чаще принадлежат к молибден-вольфрамовой формации. Однако наличие среди месторождений этой формации средних и даже мелких объектов не делает формационный критерий единственным и универсальным. Поэтому необходимо располагать возможно большим числом прогнозно-оценочных критериев, установленных на основе выявления закономерностей локализации оруденения.

Все критерии в зависимости от способа их изучения, точности и характера выражения определенных геологических особенностей и закономерностей могут быть разделены на относительно самостоятельные однородные группы.

Геолого-структурные критерии на этом ранговом уровне фиксируют особенности размещения вольфрамового оруденения, однако выражают не только позицию месторождения относительно региональных структур, но в определенной степени и его вероятные масштабы.

На примерах многих рудных районов установлена приуроченность крупных вольфрамовых месторождений различной рудно-формационной направленности к региональным разрывным нарушениям длительного развития – обычно граничным или секущим глубинным разломам, контролирующим также и пространственное положение продуктивного магматизма. Рудные поля месторождений или непосредственно примыкают к зонам таких разломов, или располагаются вдоль оперяющих их разрывных нарушений на удалении не более нескольких километров от первых. Пространственное положение вольфрамовых объектов по отношению к глубинным разломам может служить одним из критериев масштабности вольфрамовых месторождений [6].

Магматические критерии весьма эффективны при выборе площадей под поиски. Ареалы развития гранитоидных комплексов характеризуются повышенными содержаниями вольфрама и сопутствующих элементов: олова, молибдена, висмута и др. в рудных полях месторождений. Особого внимания при поисках заслуживают эндо- и экзоконтактовые зоны гранитных массивов, выходящих на поверхность и не вскрытых эрозией. Рудные поля в рассматриваемых зонах отличаются широко проявленным метасоматозом (биотитизация, амфиболизация, турмалинизация, сульфидизация с локальными телами скарнов, пропилитов и березитов).

Одним из ведущих признаков продуктивности территории на вольфрамовое оруденение выступает совмещенность куполов слабо вскрытых плутонов преимущественно поздних интрузивных фаз с обширными по площади и высококонцентрированными литогеохимическими ореолами вольфрама и его спутников (Sn, Mo, Cu, Bi, Zn, P, иногда Sb и Hg) при различных их сочетаниях на объектах разных формационных типов. Характерно дискретное распределение вольфрама в измененных породах экзо-эндоконтакта плутонов и высокие уровни концентрации его в минералах из этих зон (магнетите, сфене, биотите, пирите, апатите, слюдах, хлорите), а также в виде вольфраматов, являющихся источником рассеяния вольфрама в потоках рыхлых образований и их литохимических ореолах.

Эффективно используются магматические критерии при поисках с применением геофизических методов, в частности гравиметрических, позволяющих выявить положение невскрытых гранитных тел и особенности рельефа их контактовой поверхности.

Минералого-геохимические критерии используются как на стадии региональных поисков, так и при крупномасштабных работах на вольфрамоворудных месторождениях при прогнозировании скрытого оруденения, определении глубины распространения оруденения и оценке его масштабов.

Прогнозное значение при региональных исследованиях имеют минеральные ассоциации в шлиховых ореолах. Выявление характерных для каждого рудно-формационного типа минеральных ассоциаций при шлиховой съемке свидетельствует о вероятном наличии промышленного вольфрамового оруденения. Эффективное же использование минералогических критериев уже при крупномасштабных работах возможно при учете типоморфных особенностей минералов-индикаторов вольфрамового оруденения. В частности, по данным М.А.Кудриной [6] для шеелитов вольфрам-полиметалльной рудной формации отмечается пониженное содержание суммы редкоземельных элементов (среднее по формации 0/07%). Индикационная роль апатита заключается в изменении концентрации в нем вольфрама в вольфрамоносных (десятки г/т) и невольфрамоносных (первые г/т) минеральных парагенезисах.

Со шлиховыми ореолами в перспективных полях совмещены разного рода метасоматические образования. Интерес представляют те из них, которые имеют площадное распространение и могут в первом приближении оконтурить перспективную прогнозную площадь даже при

скрытом продуктивном плутоне. В большинстве своем это биотитизация (флогопитизация), полевошпатизация, пропилитизация, березитизация, серицитизация (мусковитизация), турмалинизация, сульфидизация (лимонитизация), антрацитизация, омарганцевание вмещающих ороговикованных и неороговикованных пород. Эти изменения характерны не только для вольфрамовых месторождений. Однако метасоматические изменения, сопровождающиеся вольфрамовым оруденением, характеризуются существенным накоплением в них вольфрама, что может служить прямым прогнозно-оценочным признаком. В частности, для месторождений вольфрам-полиметалльной формации характерно более высокое содержание вольфрама в биотитовых метасоматитах по сравнению с сопряженными гранитоидами, а уровень накопления его в березитовых минералах – апатите и мусковите - экзоконтактовой зоны плутона равен соответственно 70 г/т и 30 г/т [8]. С учетом концентрации вольфрама в минералах и в биотитовых метасоматитах и особенностей накопления его в метасоматитах и гранитоидах может быть сделано заключение о потенциальной вольфрамоносности района.

То же повторяется в породах, затронутых лимонитизацией и омарганцеванием. Высокая сорбционная способность гидроокислов железа и марганца в отношении вольфрама, делает их чуткими индикаторами состава рудной минерализации и позволяет рассматривать их при прогнозно-оценочных работах в качестве надежного показателя вольфрамового оруденения.

Геохимические критерии. Для поисков и оценки рудопроявлений большое значение имеют первичные и вторичные ореолы рассеяния элементов, сопровождающие эндогенное оруденение. Процесс их изучения складывается из систематического опробования, определения содержания в отобранных пробах элементов-индикаторов, обработки результатов анализа проб и интерпретации полученной информации.

Первичные (эндогенные) ореолы рассеяния. Наличие первичного ореола само по себе указывает на его связь с вольфрамовым оруденением и бывает достаточной информацией на стадии региональных исследований. Однако при более детальных поисках требуется определение, какой части разреза – подрудной или надрудной - отвечает выявленный ореол. Для этого используется их зональность, в первую очередь - ее вертикальная составляющая, представленная определенным набором элементов-индикаторов, сменяющихся от верхних (надрудных) частей ореолов к нижним (подрудным). Подобные ряды зональности известны для многих месторождений вольфрама [1]. Обобщенный ряд зональности первичных ореолов вольфрамовых месторождений выглядит следующим образом: (Sb, As, Hg), Co′, Ag, Pb, Zn, Sn′, Bi, Co^2, Mo, Sn^2, W′, As^2, Be, W^2.

Для более полного представления о строении первичных ореолов и их практическом использовании дополнительно учитываются следующие их характеристики:

- линейная продуктивность ореола того или иного элемента-индикатора представляет величину, характеризующую общее его количество в выбранном пересечении ореола и являющуюся произведением содержания элемента (в %) на ширину ореола (в метрах) соответствующего пересечения,
- коэффициент контрастности, вычисленный для элементов-индикаторов, показывает отношение значения линейной продуктивности данного элемента на верхнем (числитель) и нижнем (знаменатель) пересечениях выбранного разреза,
- показатель зонального элемента-индикатора для конкретного пересечения ореола является отношением продуктивности данного элемента к сумме продуктивностей всех элементов-индикаторов исследуемого месторождения,
- ряд элементов-индикаторов зональности показывает смену элементов-индикаторов от верхних (надрудных) частей ореола к нижним (подрудным).

Установлено, что геохимические ореолы выглядят более контрастно, если их строить не по содержаниям отдельных элементов, а по их сумме (аддитивные ореолы) или произведению (мультипликативные ореолы).

Преимущество суммарных ореолов заключается в их больших размерах, усилении контрастности и сведении к минимуму влияния случайных ошибок. Так, использование показателя зональности позволяет построить ряд зональности. Наличие последнего помогает выделить элементы, наиболее характерные для верхних и нижних частей ореола. Например, для Иультинского месторождения это Pb, Zn, Cu для верхних и W, As, Mo – для нижних частей ореола. На месторождении Восток-2 было установлено, что рудные тела сопровождаются первичными

ореолами широкого круга элементов, но наиболее контрастны ореолы Sn, Be, Ni, W. Ряд зональности для данного месторождения имеет вид (сверху вниз): (Be, Sn)→(W, Bi).

Вторичные (гипергенные) ореолы рассеяния. Особенности вторичных ореолов рассеяния вольфрамовых месторождений различных формационных типов изучены недостаточно. Остаются неизвестными и формы нахождения вольфрама в них. В то же время в условиях Казахстана благодаря благоприятным ландшафтно-геохимическим условиям, обеспечивающим высокую концентрацию металла, вольфрамовые месторождения достаточно хорошо проявляются во вторичных ореолах. Такие вторичные ореолы вольфрама отчетливо выражены в рудном поле Верхне-Кайрактинского месторождения, в Акчатауском гранитном массиве и на других вольфрамовых объектах.

На Верхне-Кайрактинском месторождении вторичные ореолы оконтуривают не только шеелитоносный штокверк в целом, но и участки более богатого оруденения. В Акчатауском рудном поле практически все рудные участки, а также все рудные жилы и их серии отмечены интенсивными вторичными ореолами вольфрама и сопутствующего ему молибдена. В вещественном составе вторичных ореолов наблюдается зональность, выражающаяся в приуроченности полей молибдена непосредственно к обнаженной части массива, в то время как ореолы вольфрама удалены от него на значительное расстояние во вмещающие породы.

Геофизические критерии. Вольфрамовые месторождения и сопровождающие их геологические образования в том или ином виде проявляются в геофизических полях. Привлекаются в основном косвенные признаки, основанные на пространственном совмещении разных типов вольфрамовых месторождений с гранитоидными интрузивами, подчиненности их определенным морфологическим элементам интрузивных тел (куполовидным поднятиям, гребневидным выступам и др.), изменении физических свойств околорудных вмещающих пород. Наиболее часто при поисках и разведке вольфрамовых месторождений используются магниторазведка, гравиразведка, отдельные модификации электроразведки.

Магниторазведка – наиболее широко используемый метод. В нем имеют значение локальные магнитные аномалии. При наличии в рудах ферромагнитных минералов в количествах, достаточных для возникновения четких аномалий магнитного поля, вольфрамоворудные тела могут быть непосредственно обнаружены этим методом. В первую очередь это относится к вольфрамовым месторождениям, обогащенным сульфидами. Гранитоидные интрузивы, в том числе и сопровождающиеся вольфрамовым оруденением, даже будучи слабомагнитными, выделяются в магнитном поле. Фиксируются они и тогда, когда находятся среди более магнитных контактовоизмененных пород. Иногда в магнитном поле по-разному отражены массивы, относящиеся к разным интрузивным комплексам.

Гравиразведка широко используется при относительно мелкомасштабных работах. При их проведении, как правило, измеряются сила тяжести "g" или вторая производная гравитационного потенциала - градиент тяжести Δg. Плотностная неоднородность, свойственная полям рудных месторождений вообще и вольфрамовых, в частности, как правило, находит отражение в гравиметрическом поле и фиксируется аномалиями разных порядков. Так, поля многих вольфрамовых месторождений, для которых характерна тесная пространственная связь с массивами лейкократовых гранитов, четко фиксируется гравитационными минимумами. При этом более высокая дифференцированность поля отражает детали рельефа поверхности интрузива, его положительные формы – купола и гребневидные выступы, к которым обычно приурочено вольфрамовое оруденение.

Электроразведка достаточно широко применяется при поисках вольфрамовых месторождений. Из трех физических величин, характеризующих естественную среду - диэлектрическая постоянная, магнитная проницаемость и удельная электропроводность - для практического использования наибольшее значение имеет последняя. Электрические процессы, возникающие в телах, обладающих высокой электронной проводимостью, в определенных условиях создают вокруг себя естественное электрическое поле. Геологическими объектами, обладающими такой проводимостью, являются существенно сульфидные образования. Так, главное рудное тело месторождения Восток-2 сопровождается типичной аномалией сульфидного класса с амплитудой в 200-300 мВ. Метод естественного поля (ЕП) позволил также откартировать сопровождающие оруденение углеродистые толщи алевролит-кремнистого состава, что может указывать на относительную близость интрузива гранитоидов.

При поисках вольфрамовых месторождений используются и другие электрические методы: заряженного тела, вертикальное зондирование (ВЭЗ) и некоторые другие. Основным недостатком большинства электроразведочных методов, кроме недостаточной глубинности, является множество фиксируемых аномалий, из которых большая часть может не соответствовать предмету поиска.

5.5.2. Методические приемы оценки прогнозных ресурсов.

Металлогенические зоны и рудные районы (площади прогноза и оценки прогнозных ресурсов кат. P_3)

Оценка ресурсов вольфрама категории P_3 производится с использованием критериев, установленных для района при проведении геологоразведочных, научно-исследовательских и прогнозно-минерагенических работ м-ба 1:200000. Основные способы оценки прогнозных ресурсов - метод аналогии и метод экспертных оценок. Оценка дается дифференцированно по результатам металлогенического районирования на вольфрам в рамках металлогеническая зона – рудный район. Определение прогнозных ресурсов P_3 по перспективным зонам при отсутствии рудопроявлений и месторождений производится по методу аналогии на основе использования площадной удельной вольфрамоносности (т/км^2) для типовых геологических обстановок. Общая формула подсчета ресурсов по методу аналогии:

$$Q = k \times q \; z \; v$$ [7], где

k – коэффициент подобия,

q – удельная рудоносность (продуктивность), т/км^2,

v – геологические параметры

Общие (суммарные) ресурсы складываются из неизвестных прогнозных ресурсов и известных ресурсов и запасов. Поэтому если на оцениваемой площади известны учтенные запасы и прогнозные ресурсы вольфрама, то для определения неизвестных прогнозных ресурсов они вычитаются из общих ресурсов.

При оценке ресурсов категории P_3 рекомендуется вводить понижающие коэффициенты: аналогии $K_а$=0.3-0.9 (при сравнении геолого-структурных обстановок) и достоверности $K_д$=0.1-0.5. Глубина оценки ресурсов вольфрамоносной зоны до 300 м. Более глубокие горизонты относятся к металлогеническому потенциалу.

Прогнозные ресурсы вольфраморудной металлогенической зоны оценивается также как сумма соответствующих категорий прогнозных ресурсов, подсчитанных для каждого рудного района (узла). Оценка прогнозных ресурсов категории P_3 рудного района (узла) производится по аналогии с эталонными объектами по формуле:

$$P_3 = K \times Q \times V/V_{эт.}$$ [7], где

K – коэффициент подобия,

Q – разведанные запасы с учетом отработки,

V – объем рассчитанных прогнозных ресурсов, оцениваемого объекта,

Vэт. – объем эталонного рудного узла, равный произведению его площади на глубину развития оруденения. Коэффициент подобия устанавливается по экспертной оценке при сравнении оцениваемого объекта с одноранговыми эталонами.

При оценке перспективных площадей, которые не могут быть сопоставлены с эталоном-аналогом, прогноз по категории P_3 может выполняться, исходя из средних масштабов ожидаемых типов месторождений, составляющих для жильных тел 2-20 тыс. т WO_3 на 1 км суммарной длины, для скарново-шеелитовых – 10-30 тыс. т WO_3 на 1 км протяженности и 50-100 тыс. т WO_3 – для штокверковых полей более 0.5-1 км^2. Полученные оценки прогнозных ресурсов должны приближаться к показателям продуктивных геохимических ореолов вольфрама по сумме аномальных полей прогнозируемой площади.

Иногда используются геохимические методы оценки по данным площадного литогеохимического опробования по потокам рассеяния, вторичным и шлиховым ореолам [10].

Рудные узлы и поля (площади прогноза и оценки прогнозных ресурсов кат. P_2)

Прогнозные ресурсы категории P_2 определяются на площадях с прямыми признаками вольфрамового оруденения, выявленными при съемках м-ба 1:50000 и крупнее, в комплексе со специализированными поисковыми работами. Прогнозные ресурсы оцениваются в границах

установленного рудного поля (узла) с учетом удельной продуктивности рудоносных образований различных геолого-промышленных типов. Последние, как известно, различаются пространственным положением рудных тел, масштабом оруденения и качественными особенностями руд. Все это делает необходимым рассмотреть локальные факторы проявления вольфрамового оруденения различных геолого-промышленных типов: пласто- и линзообразного (скарнового), жильного и штокверкового (включая грейзеновый).

Пластовый (скарновый) промышленный тип месторождений известен во всех вольфрамоворудных формациях. Он включает различные образования, среди которых преобладают пластообразные залежи пологого и крутого падения. По падению залежи прослеживаются до глубины 900 и более метров. Промышленное вольфрамовое оруденение обычно не занимает всего объема скарнового тела, и тогда границы его устанавливаются по опробованию. Скарновым вольфрамовым месторождениям свойственны следующие признаки, указывающие на их практическую значимость: преобладание известковых скарнов над магнезиальными, пироксен-гранатовый состав скарнов при соотношении пироксена и граната 10:1, присутствие грейзенов, пропилитов, березитов и др. метасоматитов, длительность гипогенного процесса, выраженная в увеличенном объеме скарнов, максимально возможном числе апоскарновых стадий минералообразования и их совмещенности, максимальном проявлении конечных минеральных ассоциаций.

Крупные жильные месторождения локализованы, как правило, в надинтрузивных зонах, не распространяясь вглубь гранитного интрузива. Для прогноза и оценки жильных месторождений значение имеет то, что в них продуктивные тела обычно представляют собой плитообразные жилы устойчивой мощности, иногда варьирующей за счет смены раздувов и пережимов; границы рудных тел четкие, полезные компоненты сосредоточены в жильной кварцевой части, а околорудные измененные породы редко несут промышленное оруденение; по падению жилы прослеживаются до глубины 600-800 м, редко более 1000 м. Наибольшая вертикальная протяженность характерна для жильных полей, расположенных в кровле, а наименьшая – в материнских гранитах. В жильных полях обычно выделяется одна-две системы рудовмещающих трещин; основные запасы бывают сосредоточены в одной или нескольких жилах.

Штокверковые месторождения, несмотря на формационные различия, характеризуют следующие локальные особенности: отсутствие визуальных границ рудных тел, которые устанавливаются по опробованию в зависимости от принятых кондиций, общие контуры развития прожилков отвечают очертанию куполов, тяготея к пологим их склонам, связь с жилами и трубками брекчий, с которыми штокверки образуют единые структурно-морфологические тела. наличие в промышленном контуре участков кондиционных руд или пустых пород.

Среди штокверковых и жильных месторождений выделяется грейзеновый подтип. Среди промышленных объектов вольфрамового оруденения он распространен сравнительно ограниченно и характерен для олово-вольфрамовой формации, в меньшей степени - для молибден-вольфрамовой. При прогнозной оценке месторождений этого морфогенетического подтипа рекомендуется учитывать то, что грейзеновые залежи приурочены к апикальным частям куполов, а сопровождающие их жилы и штокверки развиваются в гранитах и в кровле над залежами грейзенов; в куполах лейкократовых гранитов рудоносные кварц-мусковитовые грейзены сменяются с глубиной альбитизированными, а на более глубоких горизонтах микроклинизированными гранитами. Верхние части купола обогащены рудными элементами. Промышленное оруденение по вертикали редко превышает 100-150 м. Морфологические особенности и параметры оруденения, которые рекомендуются использовать при оценке прогнозных ресурсов (включая удельную продуктивность различных геолого-промышленных типов), приведены в табл. 5.4.

Информационными критериями для прогноза рассмотренных выше типов промышленного вольфрамового оруденения следует считать лишь такие, которые прямо или косвенно определяют параметры оценки прогнозных ресурсов категории P_2: уровень продуктивности оруденения, площадь горизонтального сечения продуктивной минерализации, глубину распространения оруденения и элементы его вертикальной зональности, пространственную изменчивость качества оруденения.

Уровень продуктивности оруденения прямо связан с минерало-геохимическими особенностями месторождения. На разных скарново-шеелитовых объектах содержание WO_3 варьирует. Оно возрастает по мере увеличения объемов апоскарновых минеральных ассоциаций, соответственно: кварц-полевошпатовой и кварц-серицит-сульфидной - в олово-вольфрамовой формации, кварц-плагиоклаз(скаполит)-ортоклазовой, молибдошеелит-магнетитовой и карбо-

нат-шеелит-молибденовой – в молибден-вольфрамовой, плагиоклаз-гранатовой, эпидот-хлорит-амфибол-сульфидной и серицит-карбонат-апатитовой – в полиметаллически-вольфрамовой формации, кварц-гранатовой, кварц-карбонат(сидерит)-мусковит-сульфидной, молибденит-шеелит-борнит-хлорит-пиритовой – в золото-медно-молибден-вольфрамовой формации. В богатых скарновых рудах сочетаются шеелиты переменного состава нескольких генераций с понижающимися примесями Mo, TR.

Таблица 5.4

Параметры главнейших промышленных типов месторождений вольфрама

Морфогенетические группы месторождений	Морфологические особенности (рудные формации)	Параметры			
		объем руды, млн. т	среднее содержание WO_3, %	удельная продуктивность	
				т	размерность
Пласто- и линзообразные, скарновые (шеелитовые)	Прерывистые тела сложной формы в контактовой зоне гранитных плутонов (олово-вольфрамовая)	0.5-3	0.3-0.6	10-30	1 м протяженности скарновой зоны
	Плитообразные межформационные тела (молибден-вольфрамовая)	5-10	0.4-0.8	59-80	1 м рудной залежи
	Минерализованные тектонические зоны скарнов и других метасоматитов (полиметаллически-вольфрамовая)	3-10	0.8-2	150-200	1 м зоны
Жильные месторождения (вольфрамитовые)	Жильные поля с множеством тел разной ориентации (олово-вольфрамовая)	0,5-5	0.5-1.5	3-6	1 м/%
	Свиты протяженных жил одного направления (молибден-вольфрамовая)	2-10	0.8-1.2	10-20	1 м/%
Грейзеновые месторождения (вольфрамитовые)	Изометричные плащеобразные, штокообразные, реже жильные тела и трубки (олово-вольфрамовая)	5-15	0.3-0.5	4-6	1 м^2 горизонтального сечения
Штокверковые месторождения (шеелитовые – вольфрамитовые)	Изометричные штокообразные с разноориентированными прожилками (молибден-вольфрамовая)	50-150	0.1-0.2	2-3	
	Удлиненные зоны в тектонических или литологических локализаторах (олово-вольфрамовая)	20-60	0.3-0.5	3-6	

В рудах жильных вольфрамитовых месторождений интенсивность оруденения коррелирует с объемом проявления минералов поздних парагенезисов: арсенопирита, фосфатов лития, апатита, позднего касситерита – на объектах олово-вольфрамовой формации, карбонатов и фосфатов марганца, сульфидов и сульфосолей меди, свинца и висмута, адуляра, флюорита и сульфатов – в жилах молибден-вольфрамовой формации, актинолита, серицита, апатита, сульфидов, сульфосолей висмута, сурьмы и ртути, минералов группы каолинита – на объектах полиметаллически-вольфрамовой формации. Наиболее богатые вольфрамом грейзены в кровле отличаются сочетанием топаз-кварцевых и кварц-флюорит-мусковитовых ассоциаций поздних стадий с возрастающей ролью сульфидов, где содержание WO_3 достигает 0.5-0.8%; в корневых зонах грейзенов с преобладанием биотит-полевошпатовой и кварц-протолитионитовой ассоциаций содержание WO_3 понижается до 0.1-0.01%.

В продуктивных штокверковых месторождениях отмечается сочетание нескольких поколений прожилков: полевошпат-кварцевых, магнетит-кварцевых, молибдошеелит (или гюбнерит)-кварцевых, существенно сульфидных, карбонат-флюорит-цеолитовых, ангидритовых. Некоторые поколения прожилков разделяют внутрирудные дайки. Прожилки поздних поколений центробежно

смещаются к периферии штокверков, где содержание WO_3 понижается до сотых долей процента. Индикаторами интенсивности вольфрамового оруденения иногда выступают определенные типоморфные признаки минералов: повышенные содержания олова, бериллия в гранатах шеелитоносных скарнов, а также вольфрама и марганца в пироксене, флюорите, слюдах, апатите и карбонатах.

Площадь горизонтального сечения вольфрамоносных объектов характеризуют следующие особенности. Площадь сосредоточения мелких тел скарнов олово-вольфрамовой формации в контактовой зоне плутона удается оконтурить по изогипсе вогнутого контакта его кровли и площади сечения примыкающего горизонта благоприятных карбонатных пород. Локальные участки продуктивного оруденения на такой площади окаймляют зоны в эндоконтакте гранитов и примыкающих карбонатных породах, насыщенные прожилками эпидота, граната, амфибола, хлорита с редкими вкраплениями сульфидов и шеелита (последние фиксируют перемещенные компоненты из области интенсивного апоскарнового метасоматоза). В пределах оконтуренной по указанным индикаторам площади продуктивные фации скарнов составляют 30-50%.

Продуктивные части скарнов молибден-вольфрамовой формации контролируют дизъюнктивные нарушения на стыке алюмосиликатных и карбонатных слоев в экзоконтакте плутона. Мощность и интенсивность развития апоскарновых продуктивных ассоциаций контролируются повторными деформациями (иногда межрудными дайками). Такие участки во вторичных ореолах рассеяния оконтуривает линия изоконцентрации W, равная примерно ¼ $C_{ср}$ в коренных рудах. Такое литогеохимическое поле по простиранию скарновой залежи, за пределами ее продуктивной части, на одном фланге сменяется молибденовой аномалией, а на другом – свинцово-цинковой.

Продуктивные скарны полиметаллически-вольфрамовой формации наследуют долгоживущие разломы, в пределах которых шеелитовая минерализация выходит за пределы скарнов в метасоматиты по алюмосиликатным породам, испытавшими вместе со скарнами пропилитизацию и последующую березитизацию; все типы продуктивных метасоматитов обильно сульфидизированы, что позволяет оконтурить их по электроразведке. В том же контуре накапливается остаточный лимонит (по сульфидам железа), содержащий десятые доли процента вольфрама и висмута.

Жильные вольфрамитовые месторождения всех формационных типов могут быть оконтурены по устойчивым в зоне гипергенеза развалам кварца. Продуктивные отрезки жил диагностируются по устойчивым к выветриванию вкраплениям вольфрамита или его псевдоморфозам (пустотам выщелачивания). Вольфрамит и касситерит, высвобожденные из кварца, образуют отчетливые механические ореолы рассеяния как ближнего сноса, совпадающие с границами жильных полей, так и дальнеперемещенные аллювиальные россыпи.

Полям грейзеновых месторождений свойственно сходное с жильными поведение вольфраматов, что позволяет выделить продуктивные грейзены по механическому ореолу рассеяния вольфрамита. Площади горизонтального сечения продуктивных фаций грейзенов оконтуривает линия изоконцентрации W – 0.01-0.03% в сочетании с Sn, Mo, Li, F, B, по данным литогеохимического опробования рыхлого покрова. Особенно показательны аномальные поля фторометрии в связи с обилием в грейзенах минералов фтора (топаз, флюорит, различные слюды). Площади штокверковых вольфрамовых месторождений весьма неоднородны по уровню продуктивности. Во вторичном ореоле продуктивные части штокверков оконтуривает линия изоконцентрации WO_3 – 0.03-0.05%. Внутренние части такого контура отличаются присутствием прожилков большинства генераций, а за его пределами фиксируются преимущественно прожилки поздних генераций.

Уровень эрозионного среза определяется, исходя из элементов структурно-вещественной неоднородности рудоносных тел, обусловленной изменчивостью структурно-текстурных особенностей метасоматитов и их минерального состава, литохимической зональности – изменчивом соотношении индикаторных элементов и минералого-геохимических признаков фронтальных и корневых зон рудных объектов. Скарновым месторождениям и рудным полям свойственна ярусная зональность развития скарнов в контактовом ореоле плутона. В крупных месторождениях для скарнов характерна локализация на нескольких структурно-вещественных ярусах с последовательной сменой (с удалением от плутона) приконтактовых (фронтальных) залежей секущими крутопадающими телами и в наиболее удаленной надинтрузивной области – пологими залежами межформационного типа.

Ярусное строение рудных полей подчеркивается зональным расположением апоскарновых метасоматитов, для которых характерна смена высокотемпературных кварц-полевошпатовых минеральных ассоциаций, тяготеющих к более глубинным уровням, пропилитами (грейзенами) и затем поздними низкотемпературными метасоматитами (березитами и др.) в удаленных зонах. Увеличенный объем скарнов при максимальном количестве последовательных парагенетических минеральных ассоциаций и их совмещенность расширяют возможности концентрирования в них большого объема рудного вещества и увеличивают ресурсы месторождения. Выход на эрозионную поверхность определенных структурно-вещественных типов скарново-рудных тел позволяет судить о вероятных прогнозных ресурсах, уровне среза и сохранности месторождения.

Слабовскрытые скарновые месторождения содержат бедный примесями молибдена шеелит с голубым свечением в ультрафиолетовых лучах. В корневых зонах скарново-шеелитовых тел (особенно молибден-вольфрамовой формации) преобладает шеелит желтого свечения, обогащенный повеллитовой составляющей. Показателем уровня вскрытия скарново-шеелитового оруденения служит величина отношения в первичном ореоле рассеяния (Sn·Be/Bi·W), которая, например, в продуктивном 200-метровом интервале Тырныаузского месторождения изменяется от 3.7 – во фронтальной части залежей до 0.0004 – в корневой.

Для жильных месторождений, расположенных в надинтрузивной зоне, распространение оруденения, установленного на поверхности, будет прослеживаться на глубину, по крайней мере до купола гранитоидов поздней фазы, может быть значительным и достигать многих сотен метров. В олово-вольфрамовых жильных месторождениях с 200-метровым вертикальным диапазоном продуктивного оруденения на верхнем уровне вольфрамиту сопутствуют арсенопирит, флюорит, апатит, карбонаты, иногда фосфаты лития; вольфрамит здесь беден примесями Ta и Nb (Ta/Nb=10). Вольфрамит в корневых зонах обогащен танталом и ниобием (Ta/Nb=2-4). Здесь не встречаются сульфиды, околожильные породы обогащены калишпатом (амазонитом), топазом и железо-литиевой слюдой, а корни жил теряются среди полевошпатовых метасоматитов и грейзенизированных гранитов поздней фазы внедрения. Для жильных молибден-вольфрамовых месторождений характерна вертикальная изменчивость состава минералов висмута с постепенным увеличением отношения висмута к свинцу к корневым зонам жил. В первичном геохимическом ореоле жил в интервале 500 м величина отношения индикаторных надрудных к подрудным элементам (Zn·Ni)·W/Be·Sn·Bi) падает от сотен тысяч до первых единиц.

Оруденение штокверкового типа характеризуется значительной вертикальной протяженностью в надинтрузивной зоне и прослеживается до расположенного на глубине гранитного массива. Для молибден-вольфрамового оруденения, расположенного в надинтрузивной зоне, характерно отчетливое проявление вертикальной зональности, выраженной в расположении максимума вольфрамового оруденения выше молибденового. В надпродуктивной зоне тех же месторождений характерно развитие карбонат-цеолитовых, сульфидных и сульфатных прожилков поздних генераций с редкими вкраплениями шеелита бело-голубого свечения. В зоне продуктивной минерализации (с интервалом в несколько сотен метров) присутствуют прожилки большинства поколений, в том числе с шеелитом разных генераций; удельный объем прожилков здесь достигает 8-10% объема минерализованных пород. Корневые зоны штокверков отличаются преобладанием прожилков ранних генераций, в которых возрастает роль молибденита. Признак слабоэродированных штокверков - наличие в прожилках шеелита, бедного примесями Mo и TR.

Для грейзеновых месторождений олово-вольфрамовой формации показательны следующие элементы вертикальной зональности (в диапазоне 100-150 м): надпродуктивный горизонт сложен грейзенизированными гранитами ранних фаз с пологими линзами кварца, выше отмечается сеть тонких кварцевых прожилков с мусковитом, литиевым хлоритом, вкрапленностью сульфидов, вольфрамита и касситерита. Продуктивный интервал грейзенов в верхней части сложен топазом, кварцем, мусковитом (с примесью лития), флюоритом, развиты гнезда и прожилки вольфрамита, касситерита и сульфидов. На нижнем уровне продуктивного горизонта развиты топаз, флюорит, сульфиды, касситерит, возрастает железистость литиевых слюд, появляются полевые шпаты и свободные танталониобаты. В продуктивном диапазоне грейзенов индикаторное отношение элементов в первичном ореоле рассеяния (Pb·Zn·Cu/W·Sn·Be) возрастает от 10-100 до 2-3 тыс.

Изменчивость качества оруденения - важный параметр прогнозной оценки вольфрамовых объектов. В месторождениях разных формационных типов отмечаются признаки снижения продуктивности, и такие участки следует исключать из прогнозируемого объема рудной массы как неудовлетворяющие вероятным кондициям. В жильных и скарновых месторождениях плитообразной формы исключают участки с угнетенной минерализацией, прежде всего продуктивных ассоциаций. Такие участки намечают по минимумам в аномалиях геохимических полей вольфрама и его спутников, а также по признакам изменения физических свойств рудных тел (магнитной восприимчивости, электрических, радиоактивных).

Более сложна задача оценки уровней продуктивности в больших полях развития грейзенового и штокверкового вольфрамового оруденения. Рудные тела в таких полях не удается геометризировать; лишь в общей площади развития оруденения удается локализовать участки продуктивного оруденения, определив примерный "коэффициент рудоносности" для расчета прогнозируемых параметров рудной массы. Информативными для этой цели прогнозно-оценочными критериями являются [12]: площадь обнажения гранитного плутона (числовой показатель возрастает от полноты заполнения площади ячейки гранитами до скрытого их положения), форма контактовой поверхности интрузива (возрастание числового показателя по мере ее усложнения – наличия куполов, гребней), плотность минерализованных прожилков (возрастание показателя от внутриинтрузивной позиции прожилков к надинтрузивной), структурно-морфологический тип штокверковой минерализации (возрастание показателя от жильного к штокверковому и жильно-штокверковому), площадь распространения штокверковой минерализации (возрастание показателя по мере заполнения площади ячейки), объем прожилков в рудной массе (увеличение числового показателя пропорционально объему прожилков), структурно-генетический тип рудовмещающих трещин (увеличение показателя пропорционально числу экранирующих поверхностей), экранирующее влияние перекрывающих пород и поверхности трещин (увеличение показателя пропорционально числу экранирующих поверхности), наличие внутрирудных даек (возрастание числового показателя с увеличением даек в ячейке), проявление минеральных ассоциаций (увеличение показателя по мере увеличения генераций прожилков).

Среди других информативных показателей могут быть использованы типоморфные свойства минералов, а также аналогичные по значению литогеохимические показатели. В общем случае набор прогнозно-оценочных критериев должен соответствовать охарактеризованным выше сочетаниям информативных геологических и минералого-геохимических признаков, свойственных промышленным месторождениям соответствующих формационных типов, с учетом их изменчивости на разных уровнях вскрытия рудоносных образований.

Участки, перспективные на выявление месторождений и рудных тел (площади прогноза и оценки ресурсов вольфрама кат. P_1)

Участки, перспективные на выявление новых рудных тел, намечаются после проведения поисковых работ (с подсчетом ресурсов категории P_2), получивших положительную геолого-экономическую оценку по их завершению. Факторы оценки ресурсов категории P_1 основываются на результатах геологических, геофизических и геохимических исследований площади с привлечением необходимой экстраполяции данных, имеющихся по наиболее изученной части месторождения. Оценка прогнозных ресурсов категории P_1 производится на выявленных и частично разведанных по категории C_2 телах (преимущественно на флангах и на глубине), телах, вскрытых в коренном залегании в единичных точках, невыявленных рудных телах, присутствие которых подтверждается прямыми (обломки оруденелых пород, шлиховые ореолы, геофизические и геохимические аномалии) или косвенными (тектономагматические, литолого-стратиграфические, петрологические, минералогические) признаками.

В большинстве случаев оценка прогнозных ресурсов категории P_1 проводится на основе сходного набора критериев, что и при оценке ресурсов P_2. Их естественно отличает уровень достоверности в связи с разной представительностью исходных информативных данных. Общая поисковая модель локального уровня, используемая для оценки собственно рудных участков и тел на месторождениях, описанная в пространстве критериев, приведена выше (см. табл. 6.3), при этом упор сделан на признаки крупных месторождений

При ограниченном числе разведочных пересечений с прямыми признаками оруденения прогнозные ресурсы категории P_1 удается удовлетворительно определить по показателям вторичных ореолов рассеяния вольфрама с некоторыми его спутниками, соотношения с которыми

также служат критерием глубины эрозионного вскрытия оруденения. Соответствующие расчеты выполняются по данным литохимических съемок м-ба 1:5000-1:10000. Внешней границей аномального ореола обычно служит изолиния содержания W 0.01%. Промежуточная изолиния между граничной и максимальной изоконцентрацией в ореоле служит показателем среднего содержания ($C_{ср}$). Продуктивность ореола вычисляется по формуле:

$$P=C_{ср}\cdot S, \text{ м/\%, где}$$

S – площадь, оконтуренная по изоконцентрации 0.01% W.

На участках, где предполагается присутствие рудных тел, которые пока не могут быть выявлены и оконтурены, оценка прогнозных ресурсов категории P_1 может быть получена с использованием коэффициента рудоносности или удельной продуктивности пород, вмещающих оруденение (табл. 6.4). Значение коэффициента рудоносности и удельной продуктивности определятся на эталонном участке этого месторождения.

5.6. Комплексы критериев, указывающих на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений

По масштабам промышленного оруденения вольфрамовые месторождения делятся на мелкие - до 15 тыс. т триоксида вольфрама, средние – 15-100 тыс. т, крупные – 100-250 тыс. т и уникальные – более 250 тыс. т.

Основные черты вольфрамовых месторождений, влияющие на масштабы оруденения и разнообразие руд на первом ранговом уровне, определяются принадлежностью к определенным рудным формациям. Наиболее крупные и богатые месторождения в России и мире тяготеют к двум формациям: молибден-вольфрамовой (крупные и уникальные – Тырныауз, В. Кайракты, Инкур) и вольфрам-полиметалльной (крупные и одновременно богатые - Восток-2, Агылки).

Многочисленные месторождения олово-вольфрамовой формации чаще оцениваются как оловянные, хотя иногда с существенными запасами в них попутного вольфрама (Тигриное, Трудовое). Преимущественно вольфрамовые объекты с попутным оловом в большинстве своем относятся к объектам среднего масштаба (Светлое, Панашкейра). В тоже время в ней известны вольфрамовые объекты, по запасам триоксида вольфрама приближающиеся или достигающие 100 тыс. т (Иультин, Яогансянь, Сихуашань, Торрингтон).

Известные месторождения золото-медно-молибден-вольфрамовой формации характеризуются средними масштабами (Кенсу, Чорух-Дайрон).

Качество руд месторождений различных формационных типов в большей степени связано с их генетическими особенностями и уровнем содержания главных (шеелит, вольфрамит) минералов и попутных (молибден, олово) компонентов. Наиболее богатые руды (WO_3, %) встречаются в скарновом (0.2-2.7) и жильном (0.5-2.5) морфогенетических типах, наиболее бедные (0,15-0,2) – в штокверковых месторождениях.

Характерные черты формирования месторождений вольфрама разных формационных типов отражены в разноранговой модели перспективных металлогенических провинций, рудных районов (зон), узлов и полей, имеющих крупные и сверхкрупные месторождения (см. табл. 5.3).

В представленной модели геотектонические особенности развития районов месторождений вольфрама выступают как региональные факторы контроля оруденения, определяющие главным образом размещение вольфрамоносных провинций соответствующего режима развития и металлогенического профиля.

Рудоносные площади с крупными месторождениями вольфрама тяготеют к орогенным областям мезозоид. И это не случайно. Известно, что вольфрамовое оруденение формировалось в течение всех фанерозойских тектономагматических циклов. Однако статистически устанавливается, что большинство месторождений, несущих значительную часть ресурсов вольфрама, возникли в мезозойскую эпоху. Такая закономерность связана с длительным накоплением вольфрама, многократным перераспределением и постепенной концентрацией его сначала в осадочных и вулканогенных, затем в метаморфогенных формациях и, наконец, в ареалах развития мезозойских интрузивных образованиях. Рудная минерализация, связанная с мезозойскими образованиями, предположительно мантийными гранитоидами, перемещенными в коровый субстрат, отвечает конечному этапу в геохимической эволюции вольфрама.

В различных условиях земной коры в соответствии с изменением характера структур, осадконакопления и магматизма меняется парагенетическая связь вольфрама с основными сопутствующими компонентами – оловом и молибденом.

Характерным отличием областей с молибден-вольфрамовым и, вероятно, золото-медно-молибден-вольфрамовым оруденением является выраженная в региональных геофизических полях сокращенная мощность земной коры, в том числе ее осадочно-гранитного слоя. В среде древних метаморфизованных формаций кислые плутонические гранитоиды выделяются в гравитационном поле своей пониженной плотностью.

Напротив, области локализации олово-вольфрамового и вольфрам-полиметалльного оруденения во всех случаях представляют собой блоки с наиболее мощной корой (30-40 м) континентального типа с характерной пониженной плотностью вследствие высокого уровня их гранитизации. В основе пространственной разобщенности молибдено- и оловоносных провинций и связи формационного типа оруденения с мощностью земной коры лежит, по-видимому, различная насыщенность переплавляемого субстрата на разных ее уровневых этажах летучими компонентами.

В регионах с более мощной корой в переплавляемом субстрате, особенно на ее верхних этажах, преобладают терригенные, карбонатно-вулканогенно-терригенные породы, обогащающие магму летучими компонентами – бором, фтором, хлором, калием, литием и др., являющимися переносчиками олова и вольфрама в места рудоотложения. В рудах олово-вольфрамовых месторождений об этом свидетельствуют ассоциации вольфрамита (шеелита) и касситерита с гурмалином, топазом, флюоритом и слюдами.

В коре где превалируют кристаллические магматические породы, которые, по мнению В.Т.Покалова [8], не могли стать источником такого большого количества летучих компонентов для формирования расплава, отделение молибдена "происходило вместе с выделением паровой фазы без прямого влияния на этот процесс Cl, F и S". При этом вольфрамовая минерализация на вольфрам-молибденовых месторождениях развивается только с увеличением в рудообразующем процессе количества фтора.

Глубина формирования магматических очагов (близость мантии) последовательно возрастает от месторождений олово-вольфрамовой формации к месторождениям вольфрам-полиметалльной, молибден-вольфрамовой и золото-медно-молибден-вольфрамовой. На это косвенно указывают возрастание в этом направлении содержаний "мантийных" элементов – Cr, Ni, Co, Sr - и понижение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Подборка изотопных данных [10] показывает, что отношения изотопов стронция в продуктивных гранитоидах, ассоциированных с крупными месторождениями вольфрам-полиметалльной (0.7060-0.7066), молибден-вольфрамовой (0.705-0.7075) и золото-медно-молибден-вольфрамовой (0.7045-0.7060) формаций близки к цифрам, полученным для современных базальтов (0.703-0.706). Это говорит об участии в их образовании мантийных флюидов, вызывающих генерацию расплавов в мантийных (и коровых) субстратах и соответственно мантийном (и коровом) источниках рудного вещества. В материнских гранитоидах олово-вольфрамовых месторождений подобные отношения выше и достигают 0.710-0.712, что указывает на "коровую" глубину магмогенерации.

При любом строении земной коры, глубине формирования магматических очагов продуктивных гранитоидов и источников рудного вещества вероятный рудный потенциал магматической системы, предваряющий формирование крупных (уникальных) месторождений разного формационного типа, обусловлен также и площадной или локальной (древние месторождения) обогащенностью вольфрамом отдельных стратиграфических горизонтов корового субстрата в области магмогенерации.

Отмеченные особенности регионов на этом ранговом уровне не оказывают непосредственного влияния на оруденение, его позицию и масштабы. Они скорее служат фоном или условием для его вероятного появления.

В установлении позиции и масштабности вольфрамовых месторождений более существенное значение имеет история эволюции определенных блоков земной коры, формы взаимодействия тектоники и магматизма, размещение рудопродуктивных гранитоидов на поверхности и в конечном счете определяется:

- рудоконтролирующей ролью глубинных разломов и их пересечениями с сопряженными разрывными нарушениями иных направлений,

- малыми телами гранитоидов (штоки, поля даек) в ареале развития рудопродуктивных плутонов и их большим вертикальным размахом от кровли до подошвы (>1 км),

- длительностью рудообразования и сфокусированностью рудоотложения в конусах выноса рудоносных растворов.

Примером связи линейных тектонических структур длительного развития с молибден-вольфрамовым (золото-медно-молибден-вольфрамовым) оруденением может служить Транскавказский субмеридиональный линеамент, к которому тяготеет расположенное в краевой части Скифской платформы крупное Тырныаузское месторождение, Таймыро-Малазийский (Хамар-Дабан-Сев. Земля) линеамент (Первомайское, Инкур, Холтосон). К подобного ранга тектоническим структурам, вероятно, относятся Успенская (Казахстан) зона глубинных разломов (Коктенколь, Сев. Катпар) и глубинные разломы "линии Николаева" в Киргизии (Кенсу).

Отчетливая связь месторождений с региональными тектоническими структурами отмечается и в полях развития олово-вольфрамового и вольфрам-полиметалльного оруденения. В частности, в Приморском крае целый ряд объектов с указанным оруденением расположен в зоне Центрального Сихотэ-Алиньского структурного шва и оперяющих его структур. При этом наиболее крупные месторождения и рудоносные площади располагаются вдоль Центрального структурного шва дискретно, преимущественно в узлах пересечений его поперечными сквозными (трансструктурными) зонами разломов глубокого заложения и длительного унаследованного развития: Бикинской поперечной зоной (Восток-2, Тигриное), Дальнереченской (Забытое), Тернейской (Скрытое) и т.д. Западнее к северному бортовому разлому Бикинской поперечной зоны примыкает Лермонтовская рудоносная площадь (Лермонтовское).

Позиция крупного вольфрам-полиметалльного месторождения Агылки в Якутии также связана с глубинным разломом в краевой части Адычано-Эльгинского поднятия.

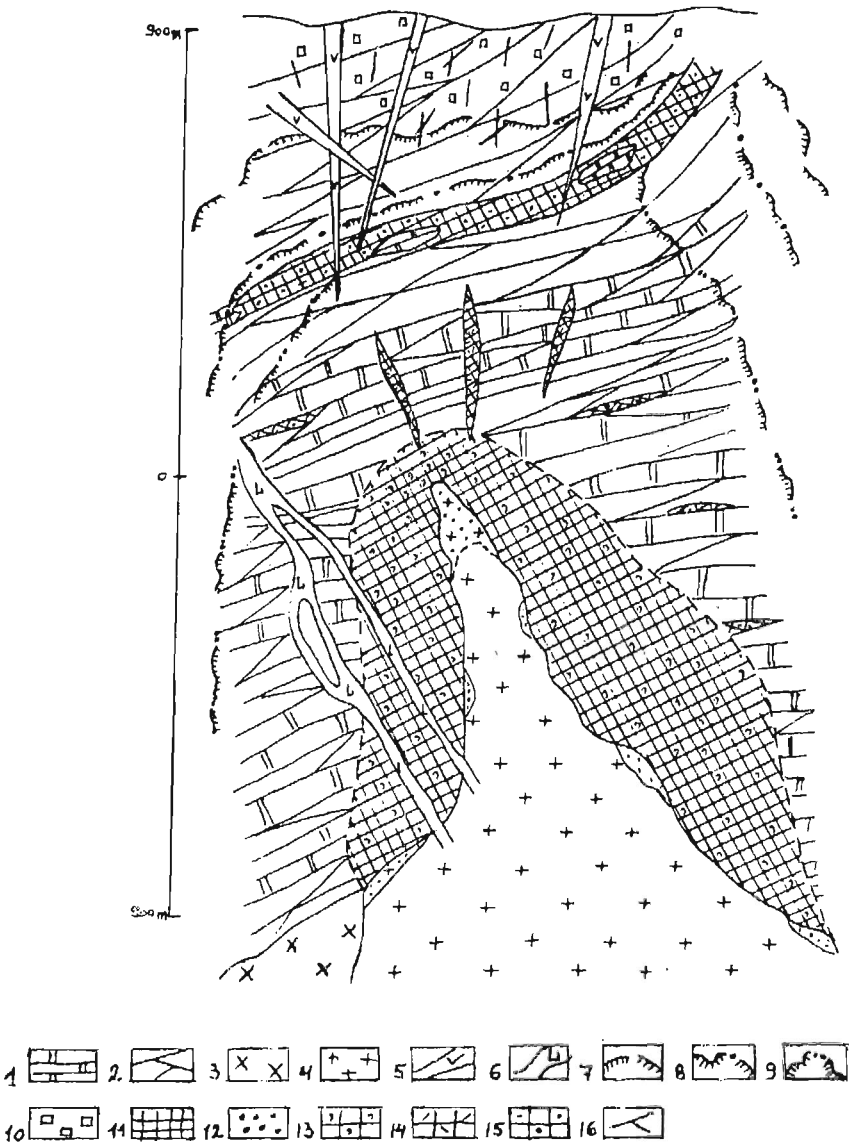
В связи с подчеркнутой закономерностью пространственное положение вольфрамовых проявлений по отношению к глубинным разломам может служить одним из признаков масштабности скарново-шеелитовых проявлений [6]. По этому признаку с учетом морфоструктурных особенностей скарново-рудных тел выделены три группы месторождений: а) тяготеющие к узлам пересечений глубинных и сквозных поперечных разломов, б) приуроченные к зонам пограничных или секущих глубинных разломов, в) находящиеся в удалении от глубинных разломов. В числе проявлений, относящихся к двум первым группам, вероятны более масштабные объекты, в третьей группе, скорее всего, следует ожидать мелкие месторождения.

По-видимому, это справедливо не только для вольфрам-полиметалльных скарново-шеелитовых, но и других рудно-формационных и морфогенетических типов месторождений, поскольку отражает активное влияние тектоники на пространственную позицию зон трещиноватости и размещение ее максимумов в зонах рудообразования на ранних стадиях рудогенеза.

В охарактеризованных структурах рудные поля месторождений размещаются в наиболее ослабленной тектонической зоне, которая во многом определяет строение апикальных частей рудопродуцирующих плутонов (см. рисунок). Как известно, наиболее крупные месторождения чаще тяготеют к апикальным частям куполовидных выступов магматических пород, обычно поздних фаз кристаллизации, в узле пересечений тектонических зон (Восток-2). При скрытом положении плутона они проявляются на поверхности серией разнонаправленных нарушений, залеченных дайками (Агылки). При наличии одного крупного нарушения, пересекаемого поперечными разломами, формируется ряд куполообразных выступов на удаленном (первые десятки километров) расстоянии друг от друга. В последнем случае оруденение рассеивается и в результате в одном, в частности Лермонтовском рудном узле, возникают месторождения среднего (Лермонтовское) и мелкого (Светлое и др.) масштаба и многочисленные рудопроявления.

Условием формирования крупных месторождений является длительность рудообразования, при которой возможны полнота (многостадийность) и глубина проработки первичного субстрата. Длительность рудообразования фиксируется разнообразием и сложностью структурного плана, широким развитием роговиков, увеличенным объемом метасоматитов, многоэтапностью становления интрузивного плутона, разновременностью дайкового комплекса с до-, меж- и послерудным внедрением даек разного состава. При этом желательно наличие послерудных даек, свидетельствующих о продолжительности и полноте проявления рудообразующей системы.

Рис. Прогностическая (структурно-морфологическая) модель полномасштабного скарново-шеелитового месторождения вольфрам-полиметалльной рудной формации.



Вмещающие породы: 1 – мраморы, 2 – вулканогенно-терригенные породы. Интрузивные породы: 3 – плутон главной фазы внедрения, 4 – интрузив поздней (дополнительной) фазы (гранодиориты, плагиограниты). Дайковые породы: 5 – дорудные (диориты, гранодиорит-порфиры, кварцевые плагиограниты), 6 – послерудные (диоритовые порфириты). Ареалы метасоматитов (метаморфитов) магматического этапа: 7 – существенно биотитовые, 8 – амфиболовые, 9 – эпидот-хлоритовые, 10 – ильменит-углеродистые. Метасоматические породы посмагматического этапа: 11 – скарновые (апоскарновые) тела пироксенового (кварц-полевошпатового, пропилитового, березитового) состава.

Морфогенетические типы скарноворудных тел разного уровня удаленности от магматического очага (снизу вверх): 12 – зоны внутриинтрузивных грейзенов и штокверков, 13 – фронтальные (массивные), 14 – жильные (секущие), 15 – межформационные (пластовые), 16 – сульфидные прожилки.

Заключение

В данном разделе рассмотрены наиболее типичные геотектонические обстановки, в которых локализованы известные рудно-формационные и генетические типы вольфрамовых месторождений. Для каждого типа подчеркнуты ведущие критерии прогноза районов его локализации, исходя из комплекса геологических особенностей строения и истории развития соответствующих участков земной коры, а также важнейшие магматические, геолого-структурные, литолого-петрографические, минералого-геохимические, геофизические и другие признаки, которые могут быть положены в основу его поисков и оценки.

Рудные поля промышленных месторождений вольфрама с большими запасами вольфрамоворудной массы всегда отличаются сложной историей геологического развития. Как правило, они тяготеют к различного рода граничным структурам земной коры, которые еще до рудообразующего гипогенного процесса представляли собой границы определенных структурно-формационных зон подвижных областей или крупные нарушения в пределах консолидированных структур земной коры. Положение и морфология таких структур определяют позиции и форму рудоносных интрузивных образований, особенности их контактов (наличие куполов, провесов кровли и др.), а также особенности строения располагающихся в их экзоконтактах или над ними жильных полей, различного типа залежей или штокверков вольфрамовых руд и сопутствующих им околорудных образований.

Послемагматический этап эволюции структур рудных полей обнаруживает еще больше признаков их активного тектонического развития. Это фиксируется в нескольких этапах появления дополнительных элементов дизъюнктивной тектоники (или их обновления) как в дорудное, так и в послерудное и межрудное время. Со степенью такого обновления структур рудных полей коррелируется интенсивность предрудного гидротермального изменения пород рудного поля (ослюденения, хлоритизации, пропилитизации, аргиллизации или более локального и дискретного развития участков скарнов, грейзенов, полевошпатовых метасоматитов, березитов и др.).

На стадии поисков новых месторождений и рудных полей на вероятность обнаружения благоприятных по масштабам объектов оруденения указывают некоторые генетические признаки тех или иных геологических образований. Такие признаки, в частности, бывают отражены в особенностях минерального состава и геохимии магматических пород рудоносных площадей. К ним следует относить совмещенность выходов магматических пород, особенно их поздних интрузивных фаз, с достаточно большими по площади и уровням концентрации геохимическими аномалиями вольфрама и его спутников, характерных для месторождений различных формационных типов (олово, молибден, медь, висмут, литий, фтор и др.). Вольфрам и некоторые из перечисленных элементов-спутников обнаруживают в благоприятных полях отчетливое дискретное распределение, отражающее их накопление в виде собственных минеральных фаз в различных позднемагматических и наложенных образованиях. Тот же комплекс элементов, прежде всего вольфрам, накапливается в некоторых поздних и наложенных породообразующих минералах (слюдах, хлорите) и в различных видах акцессориев (магнетите, пирите, сфене, апатите и др.); характерно появление акцессориев собственных минералов вольфрама (гюбнерита, шеелита) и их концентрация в различных покровных образованиях механических ореолов рассеяния.

Перечисленные выше признаки крупных вольфрамовых месторождений должны постоянно учитываться геологами при поисках и оценке объектов вольфрамового оруденения. Наиболее эффективными объектами вольфрамового оруденения с большими запасами вольфрамоворудной массы представляются крупные месторождения штокверковых руд в составе всех групп рудных формаций и некоторые типы скарново-шеелитовых месторождений в составе молибден-вольфрамовой и вольфрам-полиметалльной формационных групп.

Жильные месторождения часто представлены мелкими объектами, однако в полях с большим числом сближенных тел интерес могут представлять объекты со сравнительно высоким содержанием в них полезного компонента (1% и более триоксида вольфрама). Мелкие объекты оруденения этого типа могут рассматриваться в качестве дополнительной рудной базы действующих предприятий.

Литература

1. Апельцин Ф.Р., Гетманская Т.И., Лисицын А.Е. и др. Вольфрамовые месторождения. Критерии их поисков и оценки / М.: Недра, 1980. С. 250.

2. Апельцин Ф.Р., Лугов С.Ф., Покалов В.Т. и др. Локальное прогнозирование плутоногенных месторождений молибдена, вольфрама и олова / М.: Недра, 1985. С. 243.

3. Бороданов В.М., Белов С.В. Вольфрам-полиметаллическая формация – ассоциация перспективных сырьевых объектов России // Отечественная геология, 1998, № 4. С. 32-35

4. Гетманская Т.И., Чернов Б.С. Геолого-генетические модели грейзеновых месторождений вольфрама // Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, № 2. С. 137-146.

5. Константинов Р.М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях / Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных полей / М.: Недра, 1965. С. 7-118.

6. Кудрина М.Л. Минералогические критерии прогнозной оценки скарново-шеелитовых месторождений / Сб. "Критерии прогнозной оценки скарново-шеелитовых месторождений". М.: 1985.

7. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых / М.: 1989.

8. Покалов В.Т. Главные факторы, обуславливающие минерагенический профиль геологических провинций // Отечественная геология, 1998, №4. С. 5-12.

9. Иванов Ю.Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения / М.: Недра, 1974. С. 212.

10.Соловьев С.Г. Закономерности образования и размещения скарновых месторождений вольфрама в фанерозойских орогенных поясах. Автореферат диссерт. М.: 1997.

11.Соловов А.П., Куриев П.А. Опыт оценки прогнозных запасов металла по вторичным ореолам рассеяния - Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений / Новосибирск: Наука, 1978. С. 150-163.

12.Литохимические методы поисков месторождений вольфрама. Методические рекомендации / М.: ИМГРЭ, 1975.

13. Фролов А.А., Белов С.В. и др. Опыт геолого-структурных комплексных и минералого-геохимических исследований штокверковых месторождений вольфрама. Сер. Геологические методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. Вып. 1. / М.: ВИЭМС, 1981.

6. МОЛИБДЕН

6.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и связь с геологическими формациями. Рудоформационная и генетическая классификация месторождений

В земной коре в связи с различными геотектоническими обстановками и магматизмом находятся разные по своему значению плутоногенные концентрации молибдена. Они встречаются в островных дугах, складчатых поясах и областях эпиплатформенной орогении [2, 3].

Современные островные дуги – Алеутская, Бонинская, Марианская, Рюкю, Западной Меланезии, Соломоновых островов, Новых Гибрид, Фиджи и др. – развиваются на океанической коре, начиная с эоцена, и представляют весьма активные в сейсмическом отношении области. По представлениям М.В.Муратова [1] и др., в пределах островных дуг вместе с ростом геоантиклинальных поднятий на глубине происходит зарождение гранитно-метаморфического слоя.

На раннем этапе развития островных дуг проявился базальтовый вулканизм, на более позднем – андезитовый с образованием комагматичных плутонов преимущественно диоритового состава. С плутонами пространственно и генетически связаны медные месторождения прожилково-вкрапленных, реже скарновых руд с сопутствующими золотом, серебром, магнетитом, а также с повышенными содержаниями титана (рутил) и молибдена. Запасы руды в месторождениях исчисляются десятками и сотнями миллионов тонн, содержание меди в ней от 0.5% и выше, молибдена – первые тысячные доли процента до первых сотых. Рудная минерализация в основной своей массе сосредоточена в эндо- и экзоконтактовых зонах апикальных частей диоритовых плутонов миоцен-плиоценового возраста.

Складчатые пояса, в которых широко распространены месторождения меди с молибденом (медно-порфировый, скарновый и другие типы), образовались в результате развития геосинклиналей. К ним относятся Кордильерский, Андский, Средиземноморский, Урало-Монгольский, Атлантический, Тасманский и др.

Развитие геосинклиналей приводит к образованию гранитно-метаморфического (сиалического) слоя земной коры, который отличает континентальную кору от океанической. Во всех вышеперечисленных складчатых поясах возраст молибден-медных месторождений строго отвечает периоду эпигеосинклинального орогенного развития земной коры. К этому времени сиалический слой уже в значительной мере сформировался и оказывал существенное влияние на характер магматизма.

Молибден-медные месторождения, как правило, находятся в эвгеосинклинальных зонах, главным образом в геоантиклинальных поднятиях, с развитием которых связано образование больших масс гранитоидов гибридного происхождения. Кроме того, месторождения распространены в зонах стыка складчатых областей разного возраста, в геоантиклинальных структурах остаточного типа и в жестких блоках типа срединных массивов, где оруденение тяготеет к краевым частям. Реже, скорее как исключение, например, в Северо-Американских Кордильерах, молибден-медные месторождения развиты также и в миогеосинклинальных зонах.

Размещение оруденения определяется связью с трахиандезитовой формацией и комагматичными с ней батолитами пестрого состава, сложенными монцонитами, сиенитами, граносиенитами, гранодиоритами, диоритами, гранитами. В целом этот комплекс вулкано-плутонических рудопродуцирующих пород по сравнению с комплексом островных дуг характеризуется явно выраженной повышенной щелочностью и широким развитием более кислых пород.

Молибден-медные месторождения складчатых поясов имеют большое промышленное значение по меди, поскольку ее разведанные запасы в этих месторождениях составляют более 50% от общих мировых запасов. Молибден обычно является сопутствующим компонентом: отноше-

ние меди к молибдену в рудах колеблется от 10:1 до 50:1. Однако доля разведанного молибдена в них около 30% от его общих мировых запасов, а на ряде месторождений молибден – главный полезный компонент. Среднее содержание меди в первичных рудах колеблется от 0.2-0.3 до 1.0-2.0%, молибдена - от 0.005 до 0.04-0.06%, иногда в небольших месторождениях достигает 0.2-0.3%. Из руд часто попутно извлекают золото и серебро, но в отличие от месторождений островных дуг этих металлов здесь значительно меньше. Не представляет практического интереса магнетит, не отмечаются или редко отмечаются повышенные содержания титана в рудах.

Области эпиплатформенной орогении, в которых находятся месторождения молибдена, молибдена с вольфрамом и висмутом, можно разделить на два типа: 1) области развития крупных впадин внегеосинклинального происхождения (например, восточно-азиатского типа) с распространением здесь вулканитов трахиандезит-липаритовой формации и плутонов субщелочных биотитовых и амфибол-биотитовых гранитов, гранодиоритов и граносиенитов, 2) области менее контрастных тектонических движений с трахилипаритовой формацией и плутонами субщелочных лейкократовых гранитов.

К первому типу отнесены Монголо-Охотский пояс в мезозое, Западное Забайкалье в верхнем палеозое и мезозое, область восточной ветви Скалистых гор (США) в ларамийское время, ряд районов Корейско-Китайской платформы в яньшанское время. Здесь магматизм и оруденение проявились после установления платформенного режима в условиях полностью сформировавшейся континентальной коры в связи с тектоническими движениями, менее контрастными, чем при эпигеосинклинальном орогенезе. Месторождения развиты в поднятиях, разделяющих впадины, и в обрамлении последних.

В рудах молибденовых месторождений практически отсутствует медь, хотя на некоторых из них, например, Жиреконском в Забайкалье, ее целесообразно извлекать из руды как сопутствующий полезный компонент. В небольших концентрациях в рудах появляется вольфрам, который в ряде месторождений можно извлекать попутно. Месторождения этого типа могут быть очень крупными (Гендерсон, Климакс, США).

Ко второму типу областей эпиплатформенной орогении, в которых развиты вольфрам-молибденовые месторождения, следует отнести ранние каледониды Западного Забайкалья в мезозойское время, каледониды и герциниды Центрального Казахстана и Южного Урала в верхнепермское время, ряд областей территории Монголии в мезозое, некоторые области Южно-Американской платформы в палеозойское время, Тасманский складчатый пояс Австралии в верхнепалеозойское время.

В областях второго типа в период эпиплатформенной орогении тектонические движения были менее напряженными и контрастными по амплитуде, чем в областях первого типа. Здесь обычно отсутствуют крупные наложенные впадины. Магматизм, как вулканический, так и интрузивный, представлен формациями исключительно кислых субщелочных пород, образовавшихся из выплавок сиалической части земной коры.

Месторождения пространственно тесно связаны с апикальными частями гипабиссальных плутонов, сложенных лейкократовыми гранитами. Руды комплексные с молибденом, вольфрамом, висмутом, иногда в качестве сопутствующего компонента присутствует олово; медь практически отсутствует. Месторождения штокверкового и скарнового типов имеют существенное значение.

Кроме охарактеризованных месторождений на платформах и в обрамляющих их областях завершенной складчатости в связи с карбонатитами в ассоциации с редкими элементами встречаются проявления молибдена, незначительные по размерам и бедные по содержанию металла в руде. Карбонатиты связаны со щелочными гипербазитами, интрузии которых нередко предшествовали рифтогенезу.

Эндогенные проявления молибдена встречаются в месторождениях практически всех генетических классов, однако промышленные концентрации входят в состав гидротермального, скарнового и в меньшей мере - грейзенового типов (табл. 1).

В отличие от генетических типов, в которые объединяются месторождения по ведущим процессам рудообразования, рудные формации выделяются по условиям формирования месторождений на основе причинных геологических связей оруденения, прежде всего с геологическими формациями и геотектоническим режимом, а также фациальной обстановкой, тектоническими структурами и т.п. (табл. 2). Это позволяет охарактеризовать условия нахождения оруденения в земной коре и определить закономерности его размещения. Месторождения и ответственный за их образование магматизм связаны с процессами эпигеосинклинальной и эпиплат-

форменной орогении и тяготеют в большинстве своем к приподнятым блокам земной коры. Наряду с монометалльными молибденовыми рудами широко распространены комплексные, в которых молибден ассоциирует с медью, вольфрамом, висмутом, бериллием, а также ураном. В месторождениях с медью, вольфрамом молибден нередко характеризуется весьма крупными запасами и присутствует в качестве основного и попутного компонента. В молибден-урановых месторождениях это обычно сопутствующий компонент, значение которого в общей добыче молибдена не превышает 5%. Поэтому такие месторождения здесь не рассматриваются.

Таблица 1

Генетическая классификация проявлений молибдена

Генетические классы	Типы оруденения		Примеры месторождений
	по рудным компонентам	по морфологии проявления	
1	2	3	4
Пегматитовый	Рудный с наложенным молибденом	Жильный	М-ния Норвегии
Карбонатитовый	Редкоземельный с молибденом и другими металлами (Cu, Zn, Pb)	Зоны и участки прожилкового оруденения	М-ния Восточной Сибири, Кольского п-ова
Скарновый	Вольфрам-молибденовый	Залежи пласто-, линзообразной и других более сложных форм	Тырныауз (Россия)
	Молибденовый		Янцзы-Чжанзы (КНР)
	Медно-молибденовый		Киялых-Узень (Россия), Каратас-1 (Казахстан)
Альбититовый	Редкоземельный с наложенной молибденовой минерализацией	Зоны и участки неправильной формы прожилково-вкрапленного оруденения	М-ния Урала и Восточной Сибири
Грейзеновый	Вольфрам-оловянный с молибденом, висмутом и редкими металлами	Жильный, реже штокверковый	М-ния Дальнего Востока России, Средней Азии, Южно-Китайской провинции и др.
	Вольфрам-молибденовый	Штокверковый	Коктенколь (Казахстан), Орекиткан, Джида (Россия)
		Жильный	Восточный и Северный Коуирад, Акчатау (Казахстан)
		Трубы и зоны брекчиевых руд	Булуктай (Россия)
		Залежи линзо-, столбообразной и других форм	Югодзырь (МНР)
Гидротермальный	Молибденовый	Штокверковый	Бугдая, Жирекен (Россия)
		Жильный	Умальта (Россия)
	Медно-молибденовый	Штокверковый	Каджаран (Армения), Сора (Россия)
		жильный	Айгедзор (Армения)
		Трубы и зоны брекчиевых руд	Каратас-IV (Казахстан)
	Уран-молибденовый	Штокверковые зоны, жилы	Мерисвейл (США)
Колчеданный	Медный с молибденом	Залежи пластообразной и других более сложных форм	Уруп, ряд м-ний Южного Урала и др.
Осадочный	Молибден-уран-ванадиевый с редкими землями в углисто-кремнистых сланцах и углях	Пласты	М-ния Средней Азии, угли Ангрена и др.

Таблица 6.2

Формационные и промышленные типы молибденовых месторождений

Рудные формации	Тектоническая обстановка	Связь с геологическими формациями	Промышленные типы месторождений	Примеры
Медно-молибденовые месторождения, иногда с сопутствующими золотом, серебром, вольфрамом, свинцом и цинком	Эпигеосинклинальная орогения, формирование геоантиклинальных поднятий, развитие продольных (согласных со складчатостью) и поперечных разломов	Апикальные части крупных плутонов, сложенных монцонитами, гранодиоритами, граносиенитами, гранитами, диоритами; экзо- и эндоконтактовые зоны мощностью до 1000-1200 м	Штокверки Жилы Пласты, линзы, тела сложной формы (скарны) Трубки, линзы, зоны (брекчиевые руды)	Бингам (США), Чукикамата (Чили), Каджаран (Армения), Сорское (Россия), Медет (Болгария), Елаците (Болгария), Прохорово (Болгария)
Существенно молибденовые месторождения, часто с сопутствующими медью, вольфрамом, свинцом и цинком, золотом, серебром, висмутом	Поднятия в областях эпиплатформенной орогении, развитие разноориентированных разрывных нарушений, в том числе в бортовых частях наложенных впадин	Апикальные части крупных плутонов, сложенных амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами, экзо- и эндоконтактовые зоны мощностью до 700-800 м	Штокверки Жилы Пласты, линзы, тела сложной формы (скарны) Трубки, линзы, зоны (брекчиевые руды)	Юрэд-Гендерсон (США), Клаймакс (США), Квеста (США), Жирекен (Россия), Шахтама (Россия), Бугдая (Россия)
Вольфрам-молибденовые месторождения с сопутствующими висмутом, иногда оловом, золотом, бериллием, флюоритом	Структуры тектономагматической активизации, наложенные на области завершенной складчатости и платформы; мозаично-блоковая тектоника с образованием разноориентированных нарушений	Развитие вулканоплутонических ассоциаций корового происхождения; апикальные части плутонов, сложенных преимущественно лейкократовыми гранитами; зоны экзоконтакта мощностью до 1000-1500 м, эндоконтакта – до 300-400 м	Штокверки Жилы Пласты, линзы, тела сложной формы (скарны, грейзены) Трубки, линзы, зоны (брекчиевые руды)	Тырныауз (Россия), Югодзырь (Монголия), Прекоп (Болгария)
Молибден-урановые месторождения с сопутствующими мышьяком, свинцом, цинком, золотом, титаном, цирконием, сурьмой	Конечные стадии тектономагматической активизации областей завершенной складчатости и платформ, наложенные депрессионные структуры	Вулканические пояса, представленные контрастной базальт-риолитовой формацией при подчиненном развитии интрузивных образований	Штокверки (линейный и уплощенные) Жилы Пластообразные залежи	Стрельцовское (Россия)

По геотектоническим позициям, магматизму и основным полезным компонентам автор подразделяет месторождения молибдена на четыре рудные формации - молибденовую, медно-молибденовую, вольфрам-молибденовую и молибден-урановую.

Крупные экзогенные концентрации молибдена известны в углях, углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцах, а также в твердых нефтебитумах. Здесь молибден тесно связан с органическим веществом и ассоциирует с ванадием, ураном, германием, редкими землями. Однако эти месторождения из-за сложной технологии почти не разрабатываются и рассматриваются лишь как резерв будущего.

6.2. Промышленные типы месторождений

По запасам месторождения молибдена могут быть разделены на четыре группы: мелкие - до 25 тыс. т, средние – 25-150 тыс. т, крупные – 150-500 тыс. т, уникальные – свыше 500 тыс. т.

Все разнообразие форм и условий залегания молибденовых руд охватывает четыре типа месторождений: штокверковый, пласто- и линзообразный, жильный и брекчиевых трубок, включая тела сложной формы (табл. 3). Кроме того, имеются техногенные образования – отвалы бедных или забалансовых руд и шламохранилища.

Штокверковый тип месторождений объединяет средние, крупные и весьма крупные рудные тела, пригодные для высокопроизводительной открытой (карьерной) или подземной (блоковым обрушением) разработки. Объем рудного штокверка может достигать 1.5-2.0 км^3 при вертикальном размахе до 1.5 км. Формы штокверков изометричные, в виде линейно-вытянутых зон, перевернутых чаш и конусов, а также их сочетаний.

Внутреннее строение штокверков сложное, обусловленное сочетанием участков или зон богатого оруденения с бедными и забалансовыми рудами или даже практически безрудными породами. Однако общее распределение молибдена в штокверках относительно равномерное значение коэффициента вариации содержания находится в пределах 50-100%. Контуры рудных тел, как правило, не имеют геологических границ и выделяются по данным опробования.

По геологическому строению молибденовые штокверки обычно относятся ко второй группе сложности и преобладают в мировых запасах и добыче.

Пласто- и линзообразный тип месторождений представлен скарновыми и грейзеновыми залежами, которые по форме и размерам рудных тел, а также по распределению в них полезных компонентов с одной стороны приближаются к типу крупных штокверковых месторождений, с другой – к небольшим месторождениям жильного типа.

Скарновые рудные залежи обычно залегают в экзоконтакте гранитоидных массивов, на контакте между вмещающими породами карбонатного и алюмосиликатного составов. Наиболее выдержанные залежи приурочены к мощным зонам дробления или к пластам карбонатных пород среди алюмосиликатных или алюмосиликатных - среди карбонатных. В непосредственном контакте гранита с карбонатными породами крупные скарновые рудные тела образуются реже.

Формы скарновых рудных тел разнообразны. В одних случаях это круто- и(или) полого-падающие моноклинальные пласты и линзы, в других – сложно изогнутые тела, повторяющие складки вмещающих пород или сложный характер контакта интрузива с вмещающими породами, с раздувами в замковых частях складок и местах повышенной трещиноватости и пережимами на крыльях складок и участках менее деформированных пород. Размеры рудных скарновых тел варьируют в весьма широких пределах: протяженность от нескольких десятков до сотен метров и даже километров, мощность от долей до десятков метров.

Пласто- и линзообразная форма характерна также и для многих грейзеновых рудных тел. Обычно это тела небольших размеров, залегающие в апикальных частях гранитов кислого состава: полого- и крутопадающие линзы и зоны мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых метров. Редко, например, на месторождении Югодзырь (Монголия), пологозалегающие зоны грейзенов мощностью в 3-5 м прослеживаются на сотни метров до первых километров.

По морфологическим особенностям, размерам, сложности внутреннего строения рудные тела рассматриваемого типа весьма разнообразны и могут относиться ко 2-й, 3-й и 4-й группам сложности по классификации ГКЗ.

Жильный тип представлен мелкими месторождениями. Это серии параллельных кварцевых жил одного, двух, редко более направлений. Морфология жил весьма разнообразная – простые плитообразные тела с выдержанными простиранием и падением, но гораздо чаще –

Таблица 6.3

Характеристика промышленных типов и рудных формаций месторождений молибдена

Промышленные типы (примеры эталонных объектов)	Рудные формации	Генетические типы	Формационная принадлежность пород, вмещающих месторождения	Формационная принадлежность интрузивных комплексов, с которыми ассоциирует оруденение	Формационная принадлежность околорудных метасоматитов	Положение оруденения в тектономагматических циклах	Палеотектоническая обстановка периода рудообразования
1	2	3	4	5	6	7	8
Штокверковый Каджаран (Армения)	Медно-молибденовая	Гидротермальный	Гранодиорит-монцонитовая	Плутоны пестрого состава	Аргиллизация, серицитизация, окварцевание, Калишпатизация	Эпигеосинклинальная орогения	Геоантиклинали, краевые части срединных массивов, зоны продольных и поперечных разломов
Жирекен (Россия)	Молибденовая		Умеренно кислых гранитоидов	Плутоны умеренно кислых гранитоидов	Калишпатизация, аргиллизация, серицитизация, окварцевание	Эпиплатформенная орогения	Сводо-блоковые поднятия, обрамления наложенных впадин, зоны разломов разных направлений
Коктенколь (Казахстан)	Вольфрам-молибденовая	Гидротермально-грейзеновый	Липарит-дацит-андезитовая, терригенно-карбонатная	Плутоны лейкократовых и биотитовых гранитов	Грейзенизация, серицитизация, окварцевание		Блоковая тектоника, зоны разломов разных направлений
Жильный Парагачай (Азербайджан)	Медно-молибденовая	Гидротермальный	Гранодиорит-монцонитовая	Плутоны пестрого состава	Аргиллизация, серицитизация, окварцевание	Эпигеосинклинальная орогения	Геоантиклинали, краевые части срединных массивов, зоны продольных и поперечных разломов
Шахтама (Россия)	Молибденовая		Умеренно кислых гранитоидов	Плутоны умеренно кислых гранитоидов	Калишпатизация, окварцевание, серицитизация	Эпиплатформенная орогения	Сводо-блоковые поднятия, обрамления наложенных впадин, зоны разломов разных направлений
Акчатау (Казахстан)	Вольфрам-молибденовая	Гидротермально-грейзеновый	Лейкократовых гранитов	Плутоны лейкократовых гранитов	Грейзенизация, окварцевание		Блоковая тектоника, зоны разломов разных направлений

Продолжение таблицы 6.3

1	2	3	4	5	6	7	8
Скарновый Киялых-Узень (Россия)	Медно-молибденовая	Скарновый	Терригенно-карбонатная	Плутоны пестрого состава	Калишпатизация, окварцевание, амфиболизация, серицитизация	Эпигеосинклинальная орогения	Геоантиклинали, краевые части срединных массивов, зоны продольных и поперечных разломов
Янцзя-Чжанзы (КНР)	Молибденовая		Терригенно-карбонатная	Плутоны умеренно кислых гранитоидов	Окварцевание, амфиболизация, серицитизация	Эпиплатформенная орогения	Сводо-блоковые поднятия, обрамления наложенных впадин, зоны разломов разных направлений
Тырныауз (Россия)	Вольфрам-молибденовая		Терригенно-карбонатная	Плутоны лейкократовых гранитов	Окварцевание, серицитизация, амфиболизация		Блоковая тектоника, зоны разломов разных направлений
Брекчиевый Эль-Тениенте (Чили)	Медно-молибденовая	Гидротермальный	Андезитовая	Плутоны пестрого состава	Окварцевание, серицитизация	Эпигеосинклинальная орогения	Геоантиклинали, краевые части срединных массивов, зоны продольных и поперечных разломов
Жарчиха (Россия)	Молибденовая		Умеренно кислых гранитоидов	Плутоны умеренно кислых гранитоидов	Калишпатизация, окварцевание	Эпиплатформенная орогения	Сводо-блоковые поднятия, обрамления наложенных впадин, зоны разломов разных направлений
Булуктай (Россия)	Вольфрам-молибденовая	Гидротермально-грейзеновый	Кислых гранитов	Плутоны лейкократовых и биотитовых гранитов	Грейзенизация, окварцевание		Блоковая тектоника, зоны разломов разных направлений

жилы сложной морфологии с невыдержанными меняющимися простиранием и падением, линзующиеся, ветвящиеся, с раздувами и пережимами, нарушенные пострудной тектоникой, иногда встречаются столбообразные кварцевые тела. Мощности жил колеблются от долей метра до нескольких метров, протяженность – от десятков до сотен метров. На глубину оруденение может распространяться до 600-800 м.

Распределение молибдена и сопутствующих компонентов редко бывает равномерным, чаще оно очень невыдержанное – коэффициент вариации содержаний колеблется в пределах 120-150%, реже бывает выше. Для жил весьма характерно наличие рудных столбов, образование которых связано с особенностями тектонических условий развития оруденения. Нередко это места увеличения мощностей жил в области их перегиба, узлы пересечения или места сопряжения разрывных структур разных направлений и др. Жильный тип молибденовых месторождений, как правило, относится к 3-й группе сложности.

Месторождения типа брекчиевых трубок и более сложных тел развиты довольно широко. При этом нередко рудные тела данного типа встречаются в штокверковых месторождениях в сочетании с вкрапленно-прожилковым оруденением, составляя до 10-15% от общих запасов руды. Однако имеются месторождения, в которых брекчиевый тип руд является единственным или главенствующим. Морфологически это трубо- и столбообразные тела, зоны, линзы, образования более сложных и неправильных форм. В одних случаях границы рудных тел четкие, в других – расплывчатые и устанавливаются опробованием, так же как и в случае штокверковых месторождений. В большей своей части эти месторождения относятся к 3-й группе сложности. Однако среди них могут встретиться месторождения 2-й и 4-й групп.

Нередко в одном месторождении присутствует оруденение не одного, а разных типов: штокверкового, жильного и брекчиевого (Жирекенское, Сорское), штокверкового и пластолинзообразного (Гырныаузского) и др. Поэтому промышленный тип месторождения определяется по характеру ведущей минерализации, либо он может быть смешанным – жильно-штокверковым, штокверко-брекчиевым, пластово-штокверковым и т.п.

Природные и технологические типы руд нередко соответствуют друг другу, но в ряде случаев, число природных типов превышает число технологических.

Вещественный состав молибденовых руд зависит от состава рудопродуцирующей магмы, а конкретные рудоносные магматические формации (комплексы) формируются определенной геотектонической обстановкой (см. табл. 2). Кроме того, на минеральный состав руд большое влияние оказывает вмещающая среда. В связи с этим на месторождениях молибдена имеются следующие типы природных руд, которым соответствуют и технологические:

- молибденит-кварцевый с попутными халькопиритом, вольфрамитом, шеелитом,
- вольфрамит-молибденит-кварцевый с попутными бериллом, висмутином, флюоритом,
- вольфрамит-шеелит-молибденит-кварцевый с попутными бериллом, висмутином, флюоритом,
- шеелит-молибденит-кварцевый с попутными бериллом, висмутином, флюоритом,
- шеелит-молибденитовый в скарнах с попутными висмутином, флюоритом, иногда повеллитом,
- молибденитовый в скарнах,
- халькопирит-молибденитовый в скарнах,
- халькопирит-молибденит-кварцевый,
- молибденит-иордизит-коффинит-настурановый с фенолитом, ильземанитом и др.

Для руд всех типов характерно присутствие в значительных количествах пирита, часто вместе с пирротином. В рудах многих месторождений в качестве попутных компонентов содержатся золото и минералы серебра. Местами в рудах в значительных количествах отмечаются галенит, сфалерит, арсенопирит, а также минералы сурьмы, серебра, золото, иногда платиноиды. В вольфрамит-молибденовых рудах наряду с бериллом присутствует изумруд. Молибденит - носитель и источник рения, а также селена. Наибольшие их концентрации наблюдаются в молибдените медно-молибденовых руд – содержание рения в молибдените здесь достигает 400-1200 г/т

Молибден как попутный компонент извлекается из комплексных руд крупных медно-порфировых месторождений при его содержании от 0.005% и выше, а меди от 0.2%. Рентабельная эксплуатация открытым способом молибденовых месторождений обеспечивается минимальным содержанием молибдена в руде – 0.082% (м-ние Эндако в Канаде). В мировой

практике развитых стран это самое низкое содержание молибдена в рудах эксплуатируемых собственно молибденовых месторождений. В странах СНГ разрабатываются штокверковые месторождения со средним содержанием молибдена в руде 0.055% (Сорское и Каджаранское месторождения) при минимально промышленном 0.03%.

Поскольку молибденит обладает высокой флотируемостью, а флотация – наиболее дешевый способ извлечения молибдена, лучшими являются руды, в которых весь молибден представлен молибденитом. Из них извлекается от 80 до 93% молибденита. Трудности встречаются при обогащении только тонковкрапленных руд, когда отдельные чешуйки молибденита измеряются тысячными долями миллиметра и не достигают 0.01 мм. Однако даже из таких руд при тонком измельчении и отсутствии вредных примесей можно добиться высокого извлечения молибденита (93%, обогатительная фабрика Клаймакс в США). Менее ценны руды, в которых молибден находится в форме повеллита и заключен в молибдошеелите. Товарное извлечение повеллита не превышает 50-60%, а полученные продукты требуют дальнейшей доработки.

Вредные примеси в молибденовых рудах – фосфор, мышьяк, медь, тальк, органика и некоторые другие. Фосфор обычно связан в апатите, который при извлечении из руд повеллита или шеелита попадает в шеелит-повеллитовый концентрат, где представляет собой очень вредную примесь, от которой удается избавиться только дорогостоящим способом выщелачивания. Мышьяк в молибденовых рудах связан в арсенопирите. Последний считается одним из наиболее вредных минералов молибденовых руд. При флотации арсенопирит концентрируется в черновом молибденовом концентрате, откуда извлекается депрессированием в перечисленных операциях. Медь связана в халькопирите и борните, которые вместе с арсенопиритом и молибденитом попадают во флотационный концентрат и депрессируются из него сернистым натром или цианидами. При больших содержаниях меди и при значительных запасах руды медь становится полезным компонентом и извлекается попутно. Олово в молибденитовых рудах встречается очень редко. Если олово представлено касситеритом, то оно не попадает в молибденовый концентрат, а если станнином, то загрязняет концентрат. В этом случае для удаления олова необходимы перечистки.

Вреден для переработки графит, который флотируется совместно с молибденитом и практически не может быть удален из молибденовых концентратов механическим обогащением. Углистые частички затрудняют флотацию молибденита и разубоживают молибденовый концентрат. Наличие талька также снижает качество молибденитовых руд.

Состав вмещающих пород сравнительно мало влияет на качество молибденовых руд. По этому признаку молибденовые руды разделяются на три группы: в жильном кварце или сильно окварцованных породах, в метасоматически измененных гранитоидах и ороговикованных алюмосиликатных породах, в скарнах и мраморизованных известняках. Минеральный состав вмещающих пород в основном влияет на физические свойства руд: крепость, плотность (минимальная для кварцевых руд 2.5, максимальная для скарнов 3.2), хрупкость и вязкость, от которых зависит производительность дробильных и измельчающих установок на обогатительной фабрике. Большая часть породообразующих минералов вмещающих пород не влияет на качество процесса флотации сульфидных минералов руды. Однако присутствие в больших количествах слюд (мусковит, биотит и др.) учитывается при разработке схем обогащения. В случае флотационного извлечения повеллита вместе с ним в черновые концентраты попадают и другие кальциевые минералы, например, кальцит (инертно разубоживающий концентрат), шеелит и флюорит (нередко попутные полезные компоненты), апатит (одна из наиболее вредных примесей, так как содержание фосфора жестко лимитируется в товарных молибденовых продуктах).

6.3. Категории прогнозных площадей, основы их выявления и оконтуривания

Молибденоносные объекты по своим масштабам подразделяются на провинции, соответствующие крупным регионам, рудоносные зоны, отвечающие региональным тектоническим структурам, контролирующим рудопродуцирующий магматизм и оруденение, рудные районы, конкретные рудные узлы, поля и месторождения.

Молибденоносные провинции, металлогенические зоны, рудные районы. Оценка прогнозных ресурсов категории P_3. Критериями оценки регионов на молибденовое оруденение служат геологическое строение и история его геотектонического развития, наличие или отсутствие благоприятного рудопродуцирующего магматизма, время его проявления, общий

уровень эрозионного среза рудоносных магматических образований, прямые признаки оруденения, характер геохимических и геофизических полей в сочетании с геологическим строением. В соответствии с проведенным анализом, как уже отмечалось, выделяются три типовые обстановки, в которых формируются эндогенные молибденовые месторождения:

- орогенные пояса внутри- и окраинно-континентальных геосинклиналей с формациями: трахиандезитовой, трахиандезит-базальтовой и плутонов пестрого состава (медно-молибденовые руды),
- области эпиплатформенной орогении с крупными наложенными впадинами, где обрамления впадин и поднятия, разделяющие их, характеризуются развитием формаций: трахиандезитовой, трахиандезит-риолитовой и плутонов умеренно кислых гранитоидов повышенной щелочности,
- области эпиплатформенной орогении с формациями: трахириолитовой, риолитовой и лейкократовых гранитов (вольфрам-молибденовые руды).

В зависимости от глубины эрозионного среза эпигеосинклинального орогенного пояса или области эпиплатформенной орогении можно наметить следующие обстановки:

- территории со слабоэродированным вулканическим покровом, с широким развитием субвулканических интрузивов, представляющих корни вулканических образований или апофизы крупных скрытых на глубине рудоносных плутонов (наиболее перспективны, хотя значительная часть оруденения может не выходить на поверхность и залегать на разных, в том числе и относительно больших, глубинах под вулканическими покровами),
- территории с существенно эродированным вулканическим покровом, с различными по величине выходами рудоносных гранитов на поверхность (перспективны, однако большое количество месторождений уже эродировано, хотя и в разной мере),
- территории с полностью или почти полностью эродированным покровом, с крупными интрузивами, площади выхода которых достигают многих сотен и даже первых тысяч квадратных километров (наименее перспективны, однако находки одного-двух крупных месторождений не исключены).

Примерами **молибденоносных провинций** служат Мало-Кавказская, Центрально-Казахстанская, Южно-Красноярская, Западно-Забайкальская, Восточно-Забайкальская, Алданская, Кордильерская и др. [5, 6]. Это области разной в возрастном отношении складчатости, часть из которых подвергалась тектоно-магматической активизации. Все они характеризуются развитием молибденоносных магматических пород и распространением месторождений молибдена рудных формаций, проявляющихся в определенных геотектонически условиях и связи с определенными магматическими формациями.

Площади молибденоносных провинций измеряются сотнями тысяч квадратных километров. В молодых складчатых провинциях, таких как Кордильерская, Андская и др., насчитываются десятки промышленных месторождений, в областях палеозойской складчатости единицы крупных месторождений.

Границы молибденоносных провинций определяют, исходя из ареалов развития молибденоносных гранитоидов, с учетом возможного их развития на глубине, геохимических аномалий и рудных проявлений. Удельная рудоносность (продуктивность) провинций, рассчитанная по выявленным промышленным запасам, составляет 2.5-50.0 т молибдена на 1 км^2 площади.

Безусловно, очень большое значение в общей оценке территорий имеет определение региональных тектонических структур, контролирующих рудопродуцирующий магматизм и оруденение. Они выделяются под названием молибденоносных металлогенических зон. Их протяженность – десятки и сотни километров при ширине километры и первые десятки километров. Примерами могут служить: Успенская зона смятия с такими месторождениями, как Коктенколь, Северный Котпар, Верхние Кайракты, зона Дебаклинского разлома с месторождениями Агарак, Джиндара, Айгедзор, Каджаран, Дастекарт и др. Удельная продуктивность металлогенических зон значительно выше продуктивности металлогенических провинций.

Прогнозные ресурсы металлогенических провинций в целом и металлогенических зон, как и их частей, определяются по категории P_3. Эти ресурсы подсчитывают методом аналогии по удельной продуктивности, установленной для известных молибденоносных провинций, металлогенических зон и распространяемой на площади вновь выделяемых регионов или металлогенических зон с учетом геологических особенностей последних. При оценке следует учитывать все известные геологические данные, главные из которых: 1) формационная принадлеж-

ность рудовмещающих магматических образований, 2) приуроченность оруденения к определенным блоковым, разрывным или складчатым структурам, их размеры, 3) позиция оруденения по отношению к гранитоидным плутонам, 4) площади перспективных рудных регионов, районов, металлогенических зон, 5) ожидаемые формационные и промышленно-генетические типы оруденения, 6) ожидаемые содержания основных и сопутствующих полезных компонентов, 7) уровень эрозионного среза рудоносных магматических формаций и связанного с ними оруденения, а также глубина его распространения [3, 4, 5, 6].

Исходными материалами для прогнозирования оруденения в новых районах и его количественной оценки служат государственные геологические и формационные карты м-ба 1:200000, 1:100000, 1:50000. на которых по поисковым критериям выделяются перспективные площади для составления средне- и крупномасштабных прогнозных карт и проведения специализированных на молибден поисков. Прогнозные ресурсы категории P_3 – это возможность открытия месторождений, исходя из наличия установленной рудной минерализации и геологических структур, благоприятных для проявления рудопродуцирующего магматизма и локализации оруденения, на основании данных геологосъемочных, геохимических, геофизических и поисковых работ.

При оценке прогнозных ресурсов категории P_3 обязательно учитываются географо-экономические условия территории. В районах с благоприятными для промышленного освоения условиями принимают во внимание прогнозные ресурсы всех возможных месторождений, в том числе и сравнительно небольших, расположенных вблизи горнорудных предприятий, или с невысоким содержанием полезных компонентов. В слабоосвоенных районах промышленное значение могут иметь только крупные месторождения с благоприятными условиями отработки. Поэтому при расчете прогнозных ресурсов категории P_3 необходимо решать вопрос, на открытие каких и скольких месторождений на той или иной территории можно рассчитывать и насколько они необходимы народному хозяйству в ближайшие годы и в перспективе.

Потенциальные рудные узлы и поля. Факторы и методы оценки ресурсов категории P_2. Методические приемы оценки прогнозных ресурсов выбираются применительно к различным формационным и промышленно-генетическим типам месторождений с учетом объема имеющихся фактических данных о прогнозируемых объектах [3, 4, 8].

Основанием для прогнозирования рудных узлов и полей, служат геологические карты, результаты поисковых работ, данные металлогенического анализа, основанного на формационном анализе геологических и рудных образований. При составлении крупномасштабных прогнозных карт на молибден должны быть выявлены и учтены все основные геологические предпосылки и оценочные критерии, которые позволяют обосновать оценку оруденения, найденного в результате проведенных общих поисков м-ба 1:50000 и специализированных поисков более крупного масштаба.

На основании этих карт прежде всего должны быть отражены те главные геологические факторы, которые обусловливают появление оруденения и его масштабы: благоприятные магматические формации, ореолы экзоконтактовых изменений, фациальные и фазовые разновидности магматических пород, метасоматические изменения, тектонические структуры, контролирующие рудопродуцирующий магматизм, его признаки на глубине по геофизическим данным. Наиболее важное значение имеют прямые признаки оруденения и прежде всего - первичные и вторичные ореолы главных рудных и сопутствующих элементов. Обязательно должны учитываться особенности физических полей, которые в комплексе с другими признаками и предпосылками оруденения помогают определить местонахождение оруденения, площадь и глубину его распространения.

На структурно-геологическую основу наносят данные литохимических и геофизических съемок: для прогнозирования молибденового оруденения наиболее существенны результаты гравиметрии, магнитометрии, гамма-спектрометрии, электропрофилирования и метода вызванной поляризации. Необходимо анализировать весьма разнообразную информацию, поэтому составляются серии карт, к которым прилагается объяснительная записка с анализом всех выявленных геологических предпосылок, прямых и косвенных признаков оруденения, его характера, условий нахождения и сохранности.

Ресурсы P_2 определяют, исходя из известных параметров подобных рудоносных геологических структур и тел, геохимических и геофизических аномалий. При оценке широко используют метод аналогии и расчет продуктивности геологических структур и тел – носителей ору-

денения. Основные факторы для оценки прогнозных ресурсов категории P_2 следующие: 1) формационный и промышленно-генетический тип оруденения, его возраст и характер вмещающих пород, 2) характер и размер рудовмещающих структур, площадь рудного поля по геологическим, геохимическим и геофизическим данным, 3) типы околорудных изменений, масштабы их развития, протяженность на глубину и по простиранию, 4) формы и размеры известных и прогнозируемых рудных тел, глубина распространения оруденения, насыщенность рудными телами рудного поля, 5) минеральный состав руд, содержание и распределение главных и сопутствующих компонентов, их соотношение, 6) наличие или отсутствие рудной зональности, 7) разведанность и степень отработанности.

Исходными данными для подсчета прогнозных ресурсов категории P_2 служат геологические карты м-ба 1:50000 и 1:200000 с нанесенными на них данными о наличии оруденения, геолого-структурные схемы того же масштаба, аналогичные по масштабу карты геохимических аномалий, планы опробования, сведения по запасам и отработке уже известных и разведанных месторождений, а также данные об аналогичных рудных полях и месторождениях в других регионах. Оценка прогнозных ресурсов категории P_2 осуществляется по результатам государственной геологической съемки м-ба 1:50000 и общих поисков с проведением более детальных поисковых работ на наиболее перспективных участках.

При поисках наряду с геологическими методами (маршрутное исхаживание, проходка легких горных выработок, поисковое бурение) первостепенное значение приобретают геохимические и геофизические работы.

Площади геохимических ореолов месторождений и рудных полей рассматриваемых формаций колеблются независимо от их геолого-промышленного типа от нескольких до 20-25 км^2 при вертикальном размахе 1.2-2.0 км, что гарантирует их выявление при проведении литохимической съемки м-ба 1:50000. Обычные и наиболее распространенные элементы геохимических аномалий - Mo, Cu, W, Pb, Zn, Bi, не всегда F и Be, реже Au. Ag. Морфология ореолов и их строение зависят от тектонической структуры месторождения и в значительной мере отражают морфологию и строение (зональность) рудных тел.

На месторождениях молибденовой формации ореолы меди заметно крупнее ореолов молибдена, при этом наиболее высокие концентрации меди в них наблюдаются на флангах месторождений. На флангах также развиты ореолы свинца и цинка. Такие элементы как B, F, W, Bi, Sb, входящие в состав малораспространенных на месторождениях минералов – турмалина, флюорита, шеелита, вольфрамита, висмутина, блеклой руды, - не образуют значительных по размерам и выдержанных по простиранию и падению первичных ореолов.

На медно-молибденовых месторождениях ореолы молибдена и меди пространственно совмещены, однако ореолы меди значительно крупнее ореолов молибдена. При этом отношение содержаний молибдена к содержаниям меди в ореолах, как и в рудных телах, уменьшается по направлению к их флангам и возрастает с глубиной. Ореолы свинца и цинка пространственно в значительной мере разобщены с ореолами меди и молибдена, располагаясь кольцеобразно вокруг них.

Геофизические работы при поисках месторождений молибдена направлены главным образом на решение геологокартировочных задач, выявление рудоконтролирующих структур. По отношению к объекту поисков эти работы носят косвенный характер, но гравимагнитные съемки повышенной точности обязательны. Рудные провинции с вольфрам-молибденовой формацией приурочены к региональным минимумам Δg, совпадающим со слабодифференцированными несколько пониженными региональными полями ΔTa. Лейкократовые граниты характеризуются совпадением минимумов Δg и ΔTa с повышенной радиоактивностью. В этом случае геофизические методы дают возможность определять глубину залегания верхней и нижней кромок, гранитных массивов и устанавливать рельеф их верхней поверхности, что очень важно для прогнозирования и оценки оруденения.

Зоны тектоно-магматической активизации, с которыми связана молибденовая рудная формация, характеризуются пониженным значением поля Δg, сложным знакопеременным полем ΔTa, контрастными изменениями структуры магнитного поля в пределах отдельных блоков. Амфибол-биотитовые граниты, с которыми связано оруденение, отличаются положительными аномалиями магнитного поля и аэрогаммаспектрометрическими аномалиями ториевой природы.

Рудные районы и зоны с медно-молибденовой формацией проявлены повышением уровня гравитационного поля и минимальными глубинами границы гранитного и базальтового слоев по результатам ГСЗ, повышенным уровнем магнитного поля, линейными зонами повышенных значений гравитационного и магнитного полей, соответствующим выходам древних пород в ядрах антиклинориев, общим повышением гамма-активности по каналу урана.

Участки, перспективные на выявление новых месторождений и рудных тел, комплекс их признаков, факторы и методы оценки ресурсов категории P_1 при поисково-оценочных и разведочных работах. Участки, перспективные на выявление новых месторождений и рудных тел, намечаются в результате проведения поисковых работ на основании подсчета ресурсов категории P_2. Факторы оценки ресурсов категории P_1 те же, что и при оценке ресурсов категории P_2. Разница заключается в том, что ресурсы P_1 определяются на стадии поисково-оценочных работ, когда увеличивается объем поверхностных горных выработок и выполняется значительный объем поискового колонкового бурения. Это позволяет получить натуральные показатели, т.е. проверить содержание полезных компонентов ниже зоны окисления и установить поведение оруденения на глубину до 300 м в пределах площади его проявления. В результате подсчитываются запасы категории C_2 и ресурсы категории P_1, которые характеризуются значительно большей достоверностью, чем ресурсы категории P_2.

При разведочных работах на площадях месторождений и рудных полей, их флангах и глубоких горизонтах прогнозные ресурсы оцениваются по параметрам предполагаемых продолжений известных и новых рудных тел с учетом размеров и характеристик ранее выявленного, разведанного и оцененного оруденения.

При определении прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 необходимо учитывать ряд факторов: позиции оруденения относительно материнских плутонов, общий характер тектонической структуры рудного поля, особенности локализации оруденения, размеры и морфологию уже выявленных рудных тел, условия их залегания, литологию вмещающих пород и характер их трещиноватости, наличие геологического экрана, минеральные парагенезисы, рудную зональность, продуктивность первичных или вторичных ореолов, характер физических полей.

6.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных рудоносных площадей разного ранга

Для обоснованной оценки вновь выявляемых рудных объектов – месторождений, полей и узлов - необходимо знать их геологические модели, поскольку на этом этапе геологоразведочных работ приходится иметь дело с оруденением, вскрытым только эрозионной поверхностью, а глубины освещают преимущественно геофизические данные. Главными элементами таких моделей должны быть следующие:

- размерность рудных объектов,
- позиции оруденения относительно рудопродуцирующего плутона, его фациальная приуроченность,
- морфология плутона и его верхней поверхности,
- характер экзоконтактового метаморфизма и гидротермальных преобразований вмещающих пород и их расположение,
- геоморфологические типы рудных тел и их размеры: штокверки, жилы, пласты, линзы, брекчиевые трубки и др.,
- рудная, минеральная и геохимическая зональность, ее соотношение и сопряженность с метаморфическими и метасоматическими преобразованиями вмещающих пород,
- геохимические и геофизические поля на разных уровнях эрозионного среза месторождений (важно знать строение надрудных и подрудных зон месторождений).

Формационные модели месторождений, рудных полей и узлов

Месторождения. Месторождение это природное скопление молибдена в земной коре, которое в количественном и качественном отношении может быть предметом промышленной разработки при данном состоянии техники и в данных экономических условиях. Если же оно может разрабатываться лишь с изменением технико-экономических условий, то оно относится к непромышленным.

Размеры блоков земной коры, занимаемые месторождениями молибдена, колеблются в довольно широких пределах: размах по вертикали (на глубину) до 1.5-2.0 км, площадь горизон-

тального среза месторождения может достигать 8-10 км^2. Все определяется с одной стороны интенсивностью рудного процесса и условиями концентрации полезного компонента при его отложении, с другой – его сохранностью в земной коре. Даже первоначально очень крупное месторождение, если оно подверглось глубокому эродированию или другим разрушительным процессам, может быть представлено в современном эрозионном срезе незначительными по размерам рудными проявлениями. Поэтому при оценке выявленного рудного объекта очень важно знать не только признаки интенсивности (масштабности) процесса его формирования и конечного результата, но и критерии, по которым можно судить о степени его сохранности. Все эти вопросы можно решать, имея обобщающие формационно-геологические модели месторождений, из которых вытекают необходимые для оценки признаки и критерии.

В месторождениях описываемых рудных формаций основной источник молибдена – гибридные и кислые магмы повышенной и несколько повышенной щелочности, являющиеся либо результатом смешения мантийных и сиалических выплавок, либо преимущественно выплавками сиалической коры. Несмотря на определенные различия в рудопродуцирующем магматизме и вещественном составе руд месторождения разных формаций имеют общие черты: гипабиссальную глубину формирования, зависимость масштабов и концентраций оруденения от размеров и морфологии рудопродуцирующих плутонов, многофазное становление рудоносных интрузивов при наибольшей обогащенности кремнеземом и щелочными металлами поздних интрузивных фаз, отсутствие изначальной обогащенности гранитоидных магм молибденом, широкое развитие предрудных щелочных метасоматических изменений вмещающих пород, связь месторождений преимущественно с апикальными частями интрузивов, сопряженность во времени и пространстве процессов рудоотложения и дайкообразования, невыдержанность объемных соотношений метасоматоза и рудоотложения, стадийный характер рудоотложения.

Процессы, формировавшие месторождения молибдена, начинались калишпатизацией и сменявшей ее альбитизацией рудоносных гранитов или скарнированием при развитии этих процессов в карбонатной среде экзоконтакта. Вся рудная минерализация связана с образованием кварцевых жил и прожилков. Наиболее ранними являются жилы и прожилки с магнетитом. Затем формировалось основное молибденовое оруденение: вначале – молибденит, вкрапленный во вмещающие породы и кварцевые прожилки и жилы с крупночешуйчатым молибденитом, позднее – кварцевые прожилки и жилы с мелкочешуйчатым молибденитом. В ассоциации с молибденитом в небольших количествах присутствуют пирит и мусковит. В рудах медно-молибденовых месторождений с молибденитом ассоциируют халькопирит и борнит, а в рудах монометалльных молибденовых месторождений – вольфрамит и шеелит. После молибденового оруденения на вольфрам-молибденовых месторождениях развивалась вольфрамовая минерализация с незначительными проявлениями молибденита, минералов висмута, флюорита, ильменорутила, берилла, бертрандита, браннерита. Эта минерализация сопровождается грейзенизацией вмещающих пород.

Дальнейшее развитие гидротермального процесса на месторождениях всех трех рудных формаций приводило к образованию широко распространенных кварцевых прожилков с пиритом, пирротином, халькопиритом; местами в них в небольших количествах содержатся золото, арсенопирит, флюорит, редко встречается молибденит. Именно с этой стадией на медно-молибденовых месторождениях связано основное накопление меди.

Заканчивался рудный процесс свинцово-цинковой минерализацией с небольшими масштабами проявления, представленной следующей минеральной ассоциацией: пирит, пирротин, марказит, сфалерит, галенит, халькопирит, борнит, арсенопирит, теннантит, тетраэдрит, буланжерит, минералы висмута и серебра, золото, уранинит. Среди жильных минералов, сопровождающих это оруденение, кроме кварца и мусковита, значительную роль играют карбонаты - кальцит, сидерит, родохрозит, анкерит, доломит. На многих месторождениях после образования рудной минерализации широко развивались процессы пропилитизации и особенно аргиллитизации вмещающих пород, а завершалась гидротермальная деятельность образованием прожилков карбонатов и цеолитов.

Модель месторождений вольфрам-молибденовой формации. Наиболее крупное, компактное и концентрированное оруденение наблюдается над апикальной частью плутона простого однокупольного строения (рис. 1). Чем сложнее морфология этой части плутона (уплощенная с несколькими или многими куполами, хребтообразная с куполами разной величины или еще более сложная), тем менее концентрировано оруденение. Наиболее благоприятный

показатель сохранности оруденения от эрозионного среза - залегание апикальной верхней поверхности материнского плутона на глубине 500-1000 м. Мощность оруденелой экзоконтактовой зоны может достигать 1300-1500 м, эндоконтактовой – 200-400 м. Алюмосиликатные породы в экзоконтактовой зоне гранитов биотитизированы и/или амфиболизированы с образованием магнетита. Мощность зоны биотитизации составляет 800-1000 м. Здесь же на расстоянии не более 250-300 м от гранитов проявляются ороговикование и фельдшпатизация пород. Признаки слабой турмалинизации пород обнаруживаются на расстоянии до 500 м от контакта с гранитами. Эндоконтактовые зоны гранитных плутонов до глубины 200 м альбитизированы. В экзоконтакте гранитов карбонатные породы на расстоянии до 600-800 м от гранитов подвергаются скарнированию.

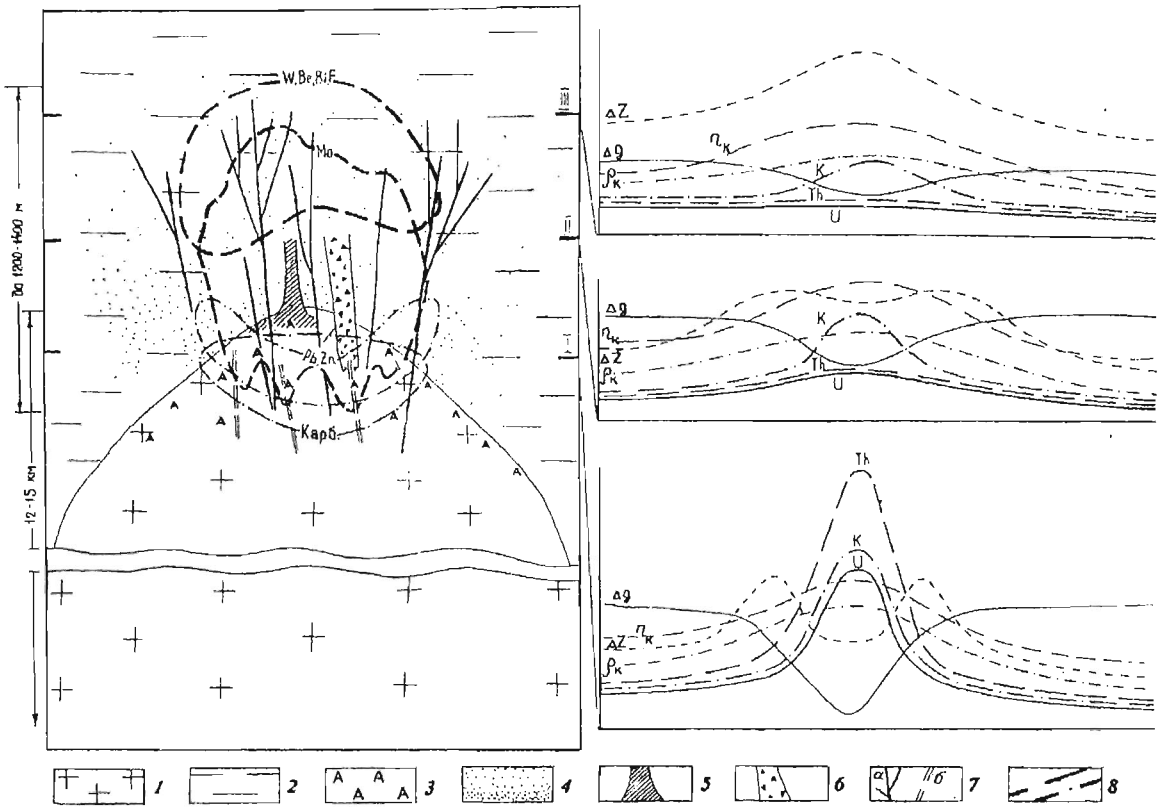


Рис. 1. Модель-разрез штокверковых месторождений вольфрам-молибденовой формации и графики физических полей по уровням среза I – III.

1 — лейкократовые граниты; *2* — алюмосиликатные породы экзоконтакта; *3* — альбитизированные породы; *4* — биотитизированные породы экзоконтакта; *5* — рудоносный грейзен; *6*— брекчиевая трубка; *7*— дайки порфировых пород (а); рудно-кварцевые жилы (б); *8*— ореолы минерализации.

Оруденение накладывается на эти уже измененные породы. При этом обычно происходят прожилковое окварцевание и околопрожилковая грейзенизация или сравнительно слабая мусковитизация пород в центральных частях месторождений. В эндоконтактовых зонах формируются грейзеновые и жильно-грейзеновые рудные тела, местами жильно-штокверковое оруденение.

Рудная зональность проявляется следующим образом: в центральных частях месторождений в основном развита молибденовая минерализация, выше и, преимущественно перекрываясь с ней, – вольфрамовая с висмутом, бериллием и флюоритом, в глубоких корневых и нижних фланговых частях месторождений – свинцово-цинковая с висмутом и карбонатная. Таким образом, вольфрам, бериллий и флюорит распространяются дальше от источника оруденения, чем молибден. При этом молибден обычно пространственно теснее связан с апикальными частями гранитных плутонов, а вольфрам, бериллий и флюорит распространяются дальше в экзоконтактовую зону (м-ния: Джида, Коктенколь, Джанет и др.). Висмут, отлагавшийся в вольфрамовую и свинцово-цинковую стадии рудного процесса, распространен шире – от нижних горизонтов до самых верхних.

В скарновых и грейзеновых рудных телах вольфрам и молибден обычно пространственно совмещены. Вместе с тем от верхних горизонтов к нижним в шеелите нарастает содержание молибдена, а в корневых частях рудных тел преобладают шеелиты, богатые повеллитовой составляющей.

Мощность оруденелой экзоконтактовой зоны может быть разной и даже практически нулевой, когда оруденение в основном находится в эндоконтактовой зоне гранитов (м-ния Акчатауское, Караобинское, Восточно- и Северо-Коунрадские и др.). Поэтому весьма актуальны поиски не вскрытых эрозией гранитных куполов, над которыми на уровне эрозионного среза не проявлена или слабо проявлена рудная минерализация. Как показала практика проведения геофизических работ в Казахстане, такие гранитные купола фиксируются в физических полях совпадением гравитационного минимума с магнитным максимумом, что связано с повышенной магнитностью пород экзоконтактовой зоны апикальных частей плутонов и низкой плотностью слагающих их гранитов. При этом гравиметрическая съемка позволяет установить глубину залегания верхней поверхности плутона и ее морфологию, что очень важно для прогнозной оценки оруденения. Глубины, доступные для такого зондирования, достигают 1.5-2 0 км.

Модель молибденовых и медно-молибденовых месторождений. Молибденовые и медно-молибденовые месторождения, хотя и относятся к разным рудным формациям, однако имеют много общего в геологическом строении. Эти месторождения ассоциируют с апикальными частями плутонов пестрого состава и плутонов умеренно кислых гранитоидов. Мощность оруденелых экзо- и эндоконтактовых зон может достигать 1000 м. Гранитоиды интенсивно калишпатизированы и окварцованы, в их экзоконтактах и в центральных частях месторождений породы окварцованы и широко, но слабо серицитизированы, еще шире и выше распространены аргиллизация и пропилитизация (рис. 2).

Рудная зональность проявляется следующим образом: в центральных частях месторождений развита молибденовая минерализация, значительно шире и выше с наложением на нее распространяется медное оруденение, которое по периферии сменяется интенсивной пиритизацией пород, далее, охватывая пиритизированные породы, часто с пространственным отрывом от медной минерализации (особенно на медно-молибденовых месторождениях), находится золото-серебро-свинцово-цинковое оруденение, для корневых частей месторождений характерно повышенное содержание карбонатов.

В рассматриваемых месторождениях отношение содержаний молибдена к содержаниям меди обычно возрастает с глубиной и уменьшается по направлению к флангам. Вместе с этим на примере месторождений Хакасии (Агаскырском, Сорском, Ничкурюпском) установлено, что на самых нижних горизонтах и в корневых частях месторождений значение указанного отношения начинает убывать, что обусловлено более резким снижением содержания молибдена по сравнению с содержанием меди. Иногда, например на Каджаранском месторождении (Армения), зональность в размещении молибдена и меди имеет одностороннюю направленность, в данном случае по отношению к Дебаклинскому разлому, в висячем крыле которого расположено оруденение, отношение молибдена к меди убывает с удалением от разлома.

В тех месторождениях, где в рудах резко преобладает медь, а молибден находится в низких концентрациях, определенно выраженной зональности в распределении этих элементов не наблюдается, например, на месторождении Коунрад (Казахстан).

Вольфрам мало характерен для медно-молибденовых месторождений, и все же его несколько повышенные (против фона) содержания отмечаются на верхних горизонтах. На месторождениях молибденовой формации он нередко присутствует как сопутствующий компонент, тяготея к верхним горизонтам и фланговым частям, при этом может наблюдаться прямая ранговая корреляция между ним и молибденом.

Пирит концентрирует кобальт. Примечательным оказалось изменение отношения содержаний Mo/Co. Увеличение пиритизации вмещающих пород на флангах и верхних горизонтах месторождений и относительно молибдена в их корневых частях приводит сначала к увеличению, а затем уменьшению значений этого отношения с глубиной.

Важно отметить пространственное соотношение метасоматитов с рудной минерализацией. Молибденовую и медно-молибденовую минерализацию вмещают калишпатизированные, окварцованные, грейзенизированные и серицитизированные породы, расположенные главным образом во внутренних частях месторождений. Обрамляющая их куполообразная зона медной или вольфрамовой минерализации совпадает с внешними зонами окварцевания и серицитиза-

ции и с большей частью аргиллизированных и пропилитизированных пород. Интенсивная пиритизация совмещена с периферическими частями месторождений и совпадает с внешними частями зон аргиллизации и пропилитизации.

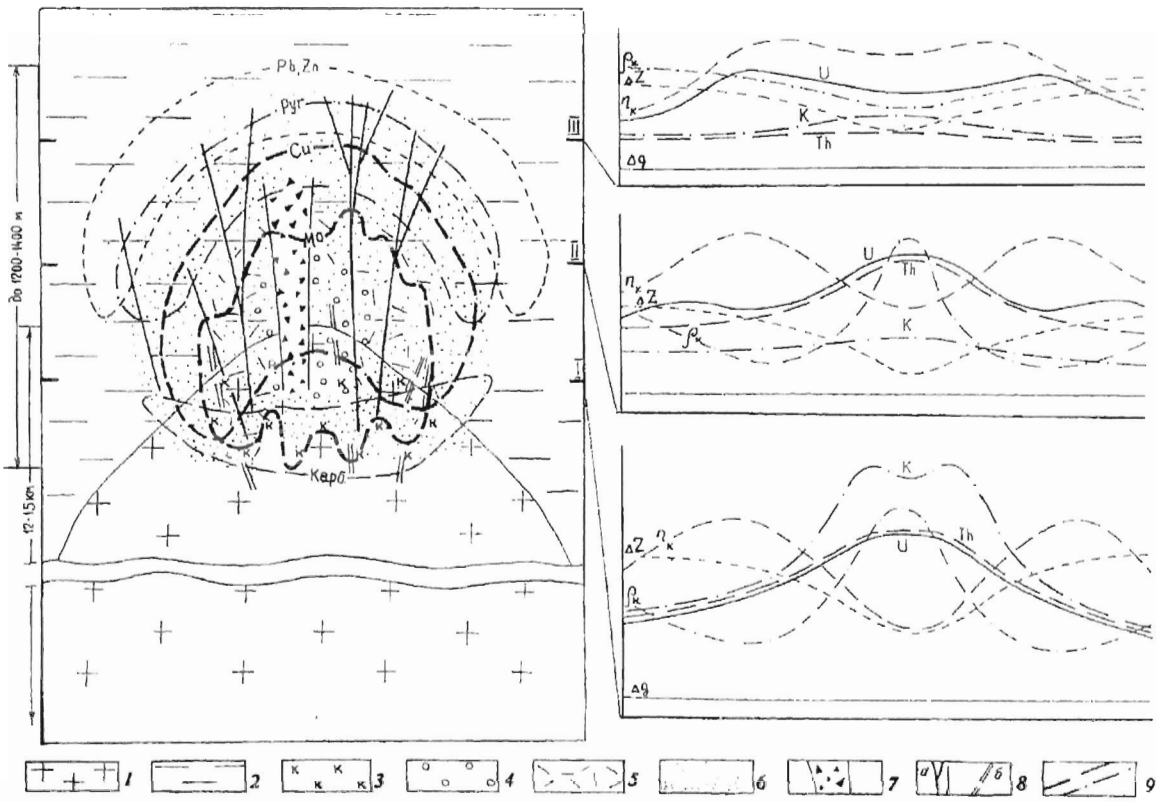


Рис. 2. Модель-разрез штокверковых месторождений медно-молибденовой и молибденовой формаций и графики физических полей по уровням среза I – III.

1 — средне- и умеренно кислые гранитоиды; *2* — алюмосиликатные породы экзоконтакта; *3* — калишпатизированные гранитоиды; *4* окварцованные породы; *5*— серицитизированные породы; *6* — аргиллизированные и во внешних зонах пропилитизированные породы; I *7*— брекчиевая трубка; *8* — дайки порфировых пород (а), рудные жилы (б), 9— ореолы минерализации.

Рассматривая рудную зональность молибденовых и медно-молибденовых месторождений, важно подчеркнуть, что на ряде этих месторождений установлена смена молибден-медного оруденения на флангах и вверх по разрезу сначала преимущественно медным, а затем свинцово-цинковым: м-ния Кальмакыр (Узбекистан), Каджаран (Армения), Плавица (Македония). Поэтому обнаружение колчеданного, свинцово-цинкового и медного оруденения в металлогенических поясах, где распространены медно-молибденовые месторождения, может быть признаком присутствия на глубине этих месторождений.

Геофизические методы не столь эффективны для обнаружения рудоносных апикальных частей плутонов, как при поисках вольфрам-молибденовых месторождений - многое зависит от разности значений плотности интрузивных и вмещающих их пород. И все же плутоны умеренно кислых гранитоидов нередко фиксируются пониженными аномалиями в гравитационном поле, а месторождения и рудные поля – понижениями в магнитном и высокими значениями ВП.

Для объяснения установленных практикой закономерностей ниже представлена общая геолого-генетическая модель образования молибденовых, медно-молибденовых и вольфрам-молибденовых месторождений.

Несмотря на определенные различия в рудопродуцирующем магматизме и вещественном составе руд (см. табл. 2), обусловленные разными соотношениями мантийного и сиалического корового материала, месторождения всех выделенных формаций имеют общие черты геологического строения: гипабиссальную глубину формирования, многофазное становление рудоносных интрузивов при наибольшей обогащенности кремнеземом и щелочными металлами поздних интрузивных фаз, отсутствие изначальной обогащенности гранитоидных магм молибденом

[7], широкое развитие предрудных щелочных метасоматических изменений материнских гранитоидов и вмещающих их пород, связь оруденения с апикальными частями интрузивов, сопряженность и чередование во времени и пространстве процессов рудоотложения и дайкообразования I и II этапов, невыдержанность объемных соотношений метасоматоза и рудоотложения, стадийный характер рудоотложения с растянутым во времени многоактным развитием продуктивной стадии, для которой характерно магматическое происхождение воды в рудоотлагающих кремнещелочных растворах.

Определена следующая последовательность событий при формировании рудно-магматических систем молибденовых месторождений: 1) образование и интрудирование магматического расплава, плавление и магматическое замещение вмещающих пород, 2) ороговикование (преимущественно в условиях амфиболитовой фации), 3) базификация и фельдшпатизация пород экзоконтакта на магматической стадии процесса при взаимодействии расплава с вмещающими породами в условиях открытой системы, 4) образование кристаллической корки в верхней части магматической камеры, 5) дополнительные интрузии расплава в затвердевшую часть интрузива из его более глубоких внутренних частей, 6) постепенное затухание активности магматического очага, продвижение фронта кристаллизации внутрь магматической камеры, увеличение в расплаве содержания твердой фазы с одновременным нарастанием насыщенности жидкой фазы летучими компонентами. 7) выделение избытка (против котектического состава магмы) щелочных металлов и кремнезема – дорудные калишпатизация, альбитизация (скарнирование карбонатных пород), окварцевание гранитов и вмещающих пород, 8) отделение из расплава летучих с экстракцией молибдена и их накопление в сводовой части магматической камеры, на границе кристаллической корки и расплава, 9) формирование даек и рудокварцевой минерализации в результате вскрытия очагов остаточных расплавов и содержащих рудные компоненты флюидов, 10) стадийное стандартное развитие пневматолито-гидротермального процесса от высокотемпературного (350-460°С) молибденоотложения к сульфидному и карбонатному минералообразованию на поздних стадиях; на крупных и сверхкрупных месторождениях установлено растянутое во времени многоактное развитие продуктивной стадии и магматическое происхождение воды в отличие от последующего сульфидного минералообразования с участием преимущественно метеорной воды.

Следует отметить, что появление кристаллической корки в магматическом очаге приводит к относительной изоляции магматического расплава от трещиноватых вмещающих пород и его более медленной кристаллизации. Это, очевидно, создает условия для его более глубокой дифференциации, формирования рудоносных флюидов и гидротермальных растворов с экстракцией из расплава рудных компонентов и затем их накоплением в подсводовых частях камер. Отделение (дегазация) летучих компонентов происходит по всему объему магматической камеры, но не одновременно в разных ее частях (преимущественно разных по глубине), причиной чего, по-видимому, является меняющееся градиентное термобарическое поле и все увеличивающееся насыщение расплава летучими по мере его раскристаллизации и увеличения в нем минеральной фазы. Движение летучих осуществляется под влиянием барического градиента путем миграции из областей высокого в область низкого давления – из глубоких частей магматической камеры они поднимаются вверх, из мест первоочередной кристаллизации оттесняются в приграничные с ними слои магматического расплава. Миграции летучих в большой мере способствует нарушение фазового равновесия при интрудировании расплавов в зоны с пониженным давлением. Обычная для рудных месторождений перемежаемость во времени стадий рудной минерализации и внедрения даек - весьма веское этому доказательство.

В подсводной камере, где накапливаются рудоносные флюиды, постепенно нарастает давление, нередко достигая значений, превышающих литостатическое, что наряду с тектоническими нарушениями приводит к вскрытию очагов и движению рудоносных растворов к местам рудоотложения. Последовательным зарождением, вскрытием и ликвидацией очагов флюидов и расплавов по мере продвижения фронта кристаллизации в глубь остывающего интрузивного тела вполне удовлетворительно и непротиворечиво объясняются стадийность плутоногенного рудокварцевого минералообразования, телескопирование минерализации разных стадий и отсутствие следов рудоносных очагов.

При стадийном многоактном развитии процесса рудонакопления телескопирование и концентрация рудной минерализации во многом обеспечиваются стабильностью температурного поля, обусловленного интрузивом. Этому способствуют неоднократные "дополнительные"

внедрения в его апикальную часть и экзоконтактовую зону магматических расплавов, реализующихся в виде малых интрузивов и даек. Устойчивое температурное поле суживает пространственный интервал рудоотложения, неустойчивое – увеличивает его и способствует размазыванию оруденения в большем объеме пород.

Первоначальное содержание молибдена в палингенной гранитоидной магме примерно отвечает земному кларку, т.е. составляет около 1 г/т. При экстракции 50% этого молибдена летучими магма в объеме камеры 10x10x(10-15) км^3 обеспечивает образование месторождения с запасами молибдена около 1 млн.т металла. Наиболее благоприятные для этого условия создаются в магматических камерах цилиндрической или конусообразной (в первом приближении) формы с площадью поперечного сечения (в среднем) около 100-150 км^2, глубиной 10-15 км и с однокупольным верхним сводом.

Таким образом, масштабы месторождения и концентрация рудного компонента зависят с одной стороны от объема магматического резервуара, т.е. его рудного потенциала, с другой – от его строения, определяющего концентрацию рудоносного потока, его сфокусированность в одно место.

Важный признак высокого содержания молибдена в рудах - многоактность его отложения, устанавливаемая на основании наличия взаимных пересечений молибденит-кварцевых прожилков (до 3-4 пересечений), свидетельствующая о продолжительности рудного процесса и высоком рудном потенциале магматической камеры.

Крупные и сверхкрупные месторождения. Представленные геолого-генетические модели формирования молибденовых месторождений непротиворечиво объясняют приуроченность крупных и сверхкрупных месторождений к узлам пересечения зон глубинных разломов (линеаменты, трансформные и др.) в блоках земной коры, сложенных преимущественно кристаллическими алюмосиликатными породами. Именно здесь создаются наиболее благоприятные условия для поступления из мантии продуктов ее дифференциации и выделяемой ею энергии. Как проводники того и другого они обеспечивают им наиболее свободный и продолжительный доступ в верхнюю часть континентальной коры. Как тектонические структуры они обусловливают образование штокообразных магматических камер большого вертикального размаха, создающих условия для наиболее полной экстракции молибдена летучими из расплава и концентрации в области апикальных и надапикальных частей кристаллизующихся плутонов.

Сверхкрупные месторождения Клаймакс, Гендерсон, Квеста (США) размещаются в западной краевой части Северо-Американской платформы (восточная ветвь Скалистых гор, обрамляющая с востока плато Колорадо), претерпевшей тектоно-магматическую активизацию (эпиплатформенный орогенез) в ларамийское время. Область распространения этих месторождений расположена на продолжении широтных трансформных разломов Мендосино и Мюррей, установленных в ложе Тихого океана и проявившихся на континенте тектоническими зонами того же направления. Мезозойские месторождения Бугдая, Жирекен, Орекиткан находятся в Восточном Забайкалье в пределах зоны Оленек-Ононского линеамента меридиональной ориентировки, косо секущего палеозойский Монголо-Охотский складчатый пояс. На Кавказе весьма крупные Каджаранское и Тырныаузское месторождения находятся в зоне Транскавказского субмеридионального линеамента, пересекающего складчатые альпийские сооружения Тетиса. При этом медно-молибденовое месторождение Каджаран расположено в пределах эпигеосинклинальной орогенной зоны, а молибден-вольфрамовое Тырныауз – в раме альпийской геосинклинали, в краевой части Скифской платформы. Коктенкольское и Верхнекайрактинское месторождения позднепалеозойского возраста расположены в Успенской (Казахстан) зоне близширотных глубинных разломов, в местах пересечения с поперечными к ним зонами разломов близмеридиональной ориентировки.

Характерная особенность сверхкрупных месторождений – отсутствие около них сколько-нибудь значительных рудных полей с проявлением обособленных рудных объектов. Месторождения Клаймакс, Гендерсон, Бугдая, Орекиткан, Коктенколь, Верхнекайрактинское практически не имеют месторождений - спутников и не сопровождаются обширными рудными полями – это монообъекты. В тех случаях, когда рудные поля или узлы представлены ассоциациями многих (до десятка и более) самостоятельных рудных объектов, то это, как правило, небольшие, среди которых редко встречаются средние, по размерам месторождения. Примерами служат Давендинское (Восточное Забайкалье), Восточно-Коунрадское (Казахстан), Северо-Катпарское (Казахстан) и другие рудные поля.

Поисково-оценочные и разведочные работы показали, что оруденение, как правило, приурочено к эндоконтактовым и ближайшим экзоконтактовым зонам апикальных частей плутонов. Эмпирически установлено, что наиболее крупное и концентрированное оруденение наблюдается в ассоциации с апикальными частями крупных плутонов, характеризующихся купола- или конусообразной верхней поверхностью и прослеживающихся по геофизическим данным на глубину до 12-15 км. Малоконцентрированное и небольших размеров оруденение связано с некрупными плутонами, а также с плутонами, хотя и крупных размеров, но имеющими уплощенную верхнюю поверхность, осложненную многочисленными небольшими куполами. В последнем случае наблюдаются многочисленные, но незначительные рудопроявления.

Рудные поля и узлы. Рудное поле – это геологический блок размером по поверхности от нескольких до десятков квадратных километров, рудоносность которого определяют образования одной рудогенерирующей формации. Как правило, рудное поле связано с частью рудогенерирующего плутона, обычно это одна или группа сближенных купольных возвышенностей его верхней поверхности, которые обусловили образование одного или группы месторождений и рудопроявлений. В основе геологического строения его рудных проявлений лежит модель месторождений той или иной формации. Вместе с этим в зависимости от характера морфологии рудогенерирующего плутона и структурно-тектонических условий возникают различные варианты рудных полей. Если оруденение связано с одним достаточно крупным гранитным куполом, последний обусловливает образование компактных крупных и сверхкрупных месторождений. Например, рудные поля сверхкрупных месторождений Клаймакс и Гендерсон (США) и меньшего по размеру, но все же очень крупного Коктенкольского месторождения (Казахстан), по существу представлены одним месторождением. В рудном поле каждого из них – срез одного месторождения и только.

Рудные поля с несколькими рудными участками (месторождениями или рудопроявлениями) обычно по площади крупнее, но сами участки существенно меньше по запасам и беднее по качеству руды. Иногда на таких участках рудная минерализация представлена главным образом разными стадиями рудного процесса, например, Восточно-Коунрадское рудное поле (Казахстан) или Джидинское рудное поле (РФ, Бурятия). Но все же чаще различные участки несут однотипное оруденение в разных количествах и разного качества. Обычно среди других выделяется один участок (месторождение) с основными запасами и наиболее качественным рудами. Классическим примером такого рудного поля является Тырныаузское на Северном Кавказе.

Контуры рудных узлов определяются контурами рудоносных плутонов в проекции на дневную поверхность. В рудном узле могут быть объединены несколько рудных полей. Площади рудных узлов занимают от первых сотен до тысячи квадратных километров. Чем меньше рудных полей в контуре рудоносного плутона, тем выше перспективы на выявление в связи с ним промышленно ценного месторождения, естественно, при благоприятном монокупольном строении верхней части плутона и благоприятном эрозионном срезе. В сущности, сверхкрупное месторождение Клаймакс (США) представляет собой и рудное поле, и рудный узел. Не менее крупное месторождение Гендерсон (США) вместе с расположенным над ним небольшим месторождением Юрад также являются и рудным полем, и рудным узлом.

6.5. Критерии и методические приемы оценки прогнозных ресурсов

Позиции оруденения относительно материнских плутонов и оценка его масштабов. Общие запасы месторождений во многом определяются размерами и морфологией продуцирующих плутонов, а также степенью сохранности оруденения, т.е. глубиной его эрозионного среза. Наиболее крупное и концентрированное оруденение наблюдается в ассоциации с апикальными частями плутонов, характеризующихся простой куполообразной апикальной поверхностью. В плане такие плутоны изометричны, обычно овальной формы, с площадью по нижней кромке 100-300 км^2. Мощность их в центральных частях до 15 км. Максимальная вертикальная протяженность штокверковой рудной минерализации, связанной с таким плутонами, может достигать 1000-1500 м при залегании апикальной части плутона на глубине 1000 м и более ниже дневной поверхности (см. табл. 2).

Очень крупные месторождения вольфрам-молибденовой формации, в которых запасы вольфрама преобладают над запасами молибдена, находятся над апикальными частями материнских плутонов, залегающих на глубинах 1000-1500 м ниже дневной поверхности. При этом

запасы вольфрама и молибдена могут достигать многих сотен тысяч тонн: основные запасы молибдена сосредоточены на глубоких горизонтах. Оптимальные зоны развития молибденового оруденения находятся непосредственно над гранитными куполами, в их ближайшем экзоконтакте мощностью 300-400 м. Вольфрам в этой зоне обычно присутствует как попутный компонент, но если в ней распространены карбонатные породы, то вертикальная дифференциация в пространственном размещении вольфрама и молибдена не проявлена или проявлена слабо, и основные запасы вольфрама так же, как и молибдена, сконцентрированы в породах ближайших экзоконтактов материнских плутонов.

При залегании апикальных частей материнских плутонов на 100-150 м ниже дневной поверхности молибденовое оруденение в значительной степени, а вольфрамовое в основном эродированы; но и в этом случае запасы молибдена могут достигать 100-150 тыс.т.

В апикальных частях плутонов, едва вскрытых эрозией, обычно развиты месторождения штокверкового и жильного типов мелких и средних размеров. Лишь в исключительно редких случаях в таких условиях встречаются крупные месторождения.

Гранитные плутоны, эродированные на глубину 400-500 м, как правило, не сопровождаются промышленным молибденовым оруденением.

Анализ материалов более 100 месторождений и рудопроявлений показал, что вероятность обнаружения промышленных (по содержанию молибдена) месторождений составляет: в плутонах, не вскрытых эрозией и залегающих на глубинах свыше 150 м – 20%, в плутонах при площади обнажения до 10 км^2 – 10%, от 10 до 20 км^2 – 6%, свыше 20 км^2 – 3.0-4.5% (рис. 3).

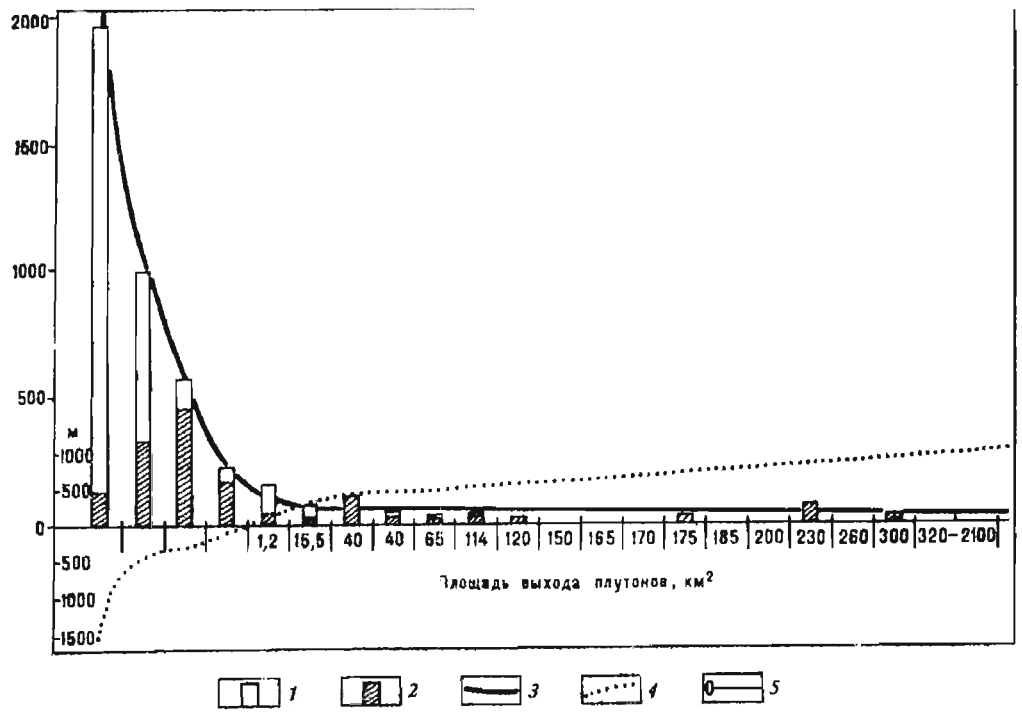


Рис.3 Зависимость запасов вольфрама и молибдена от глубины залегания апикальных частей материнских плутонов и уровней их эрозионного среза

Запасы: 1-вольфрам; 2-молибден; 3-кривая изменения суммарных запасов вольфрама и молибдена; 4-положение апикальных частей материнских плутонов по отношению к уровню современного эрозионного среза; 5-уровень современного эрозионного среза.

Оруденение небольших масштабов малоконцентрированное, вертикальной протяженностью от нескольких десятков до 100-200 м, ассоциирует с плутонами небольших размеров (площадь горизонтального сечения от долей до нескольких квадратных километров), резко удлиненной формы, а также с плутонами крупных размеров (площадь горизонтального сечения превышает 1000 км^2), характеризующимися уплощенной апикальной верхней поверхностью, осложненной многочисленными мелкими куполами [3].

Структурно-морфологические критерии. Обоснованность оценки оруденения во многом определяется тем, насколько правильно установлены размеры оруденения, его морфология и внутреннее строение. Несмотря на примерно одинаковые позиции месторождений молибдена относительно материнских плутонов морфология оруденения весьма разнообразна. Большая часть месторождений расположена в зонах крупных разломов, в связи со сложной системой их оперения или в местах пересечения зоны главного разлома с зонами повышенной трещиноватости, косо или поперечно к нему ориентированными, а также с разного рода пликативными нарушениями и структурами, обусловленными вулканической деятельностью и др. Характер тектонической и литологической обстановок во многом определяет строение апикальных частей рудопродуцирующих плутонов и морфологию связанного с ними оруденения.

Среди структурных факторов локализации оруденения заметную роль играют эксплозивные брекчиевые образования – трубки, зоны, линзы, являющиеся хорошими рудовмещающими структурами.

Внутреннее строение штокверкового оруденения тесно связано с характером трещиноватости горных пород, поэтому значение локальных факторов, определяющих относительную степень ее густоты, способствует обоснованной оценке оруденения.

При оценке оруденения необходимо учитывать также пострудную тектонику. Пострудные смещения могут достигать многих десятков и даже сотен метров и разбивать месторождение на достаточно крупные блоки с оруденением, характеризующимся разной степенью эродированности, а, следовательно, и разными перспективами на глубину [4].

Минералогические критерии оценки. Весьма надежный признак промышленного оруденения - полнота проявления всех стадий постмагматического процесса, начиная с дорудной калишпатизации вмещающих пород и кончая их послерудной аргиллизацией и развитием карбонатных прожилков, при растянутости во времени молибденовой минерализации, и ее развитие в несколько импульсов (генераций).

В отличие от промышленного оруденения на небольших рудопроявлениях не наблюдается полного развития постмагматического процесса, слабо проявлены процессы гидротермального изменения вмещающих пород, характерна одноактность в развитии молибденового оруденения. Это или вкрапленность молибденита во вмещающих породах, или сравнительно редкие жилы и прожилки кварца с молибденитом без признаков наложения на них более поздней молибденовой минерализации.

На промышленных месторождениях, где кварцевые образования характеризуются высокими содержаниями молибденита, ассоциирующий с ним в парагенезисе пирит присутствует, как правило, в небольших количествах. В отличие от них на бедных непромышленных месторождениях нередко в кварцевых жилах и прожилках мало молибденита, но резко возрастает содержание пирита (не наложенного, а в парагенезисе с молибденитом), вместе с которым часто присутствует магнетит [1, 2].

Оценка оруденения по рудной зональности. Постоянные спутники молибдена в эндогенном процессе - медь, вольфрам, свинец и цинк, в месторождениях вольфрам-молибденовой формации, кроме того, - бериллий, висмут, фтор. В расположении этих элементов и молибдена по отношению к материнским породам наблюдается охарактеризованная выше устойчивая зональность, которая позволяет по их соотношению и расположению относительно материнского интрузива, главным образом его апикальной части, судить о глубине эродированности оруденения и давать ему перспективную оценку. Например, крупный ореол молибденитовой минерализации, выявленный в плутоне лейкократовых гранитов со следами значительного среза, явно неперспективен, а совмещенные ореолы молибдена, вольфрама и висмута, обнаруженные над апикальной частью, не вскрытого эрозией гранитного плутона, позволяют положительно оценить это рудопроявление в отношении выявления на глубине промышленного оруденения. Проявления колчеданной минерализации в регионах и районах молибденовой металлогении могут расцениваться как признак медно-молибденового оруденения на глубине.

На месторождениях жильного типа промышленное значение обычно имеют средние горизонты жил, нередко характеризующиеся полосчатыми и брекчиевыми текстурами, образовавшимися в результате телескопирования молибденит-кварцевой минерализации двух и более генераций. Карбонатная минерализация, как правило, резко возрастает в нижних и особенно в корневых частях молибденовых месторождений всех формационных и морфологических типов. В связи с этим повышенное содержание карбонатов в виде гнезд, прожилков и жил во вме-

щающих породах и рудах служит вполне надежным критерием близкого выклинивания оруденения.

Оценка оруденения по верхней части зоны окисления и вторичным ореолам. Основной метод расчета ресурсов категории P_2 - определение продуктивности верхних частей зоны окисления с учетом степени окисления молибдена, климатических условий, вещественного состава руд, геологических условий нахождения оруденения и выделения "промышленной" изоконцентраты по методу, разработанному В.Т.Покаловым и В.Г.Орловым [8].

Установлено, что при окислении молибденита происходит вынос молибдена из зон окисления [3]. Степень выноса молибдена зависит с одной стороны от окисленности молибденита, с другой – от климатических условий развития зон окисления и вещественного состава руд (количества сульфидов железа). Степень выноса молибдена из зоны окисления связана прямой функциональной зависимостью со степенью окисленности молибденита и описывается формулой:

X=Кс, где

X - доля молибдена, вынесенного из зоны окисления,

с – степень окисленности молибденита, в отн.%,

К – коэффициент выноса молибдена. Установлены следующие значения коэффициента выноса молибдена из зоны окисления: в аридном климате для вольфрам-молибденовых месторождений – 0.05, для медно-молибденовых – 0.01, в холодном гумидном климате для молибденовых месторождений – 0.0047, для медно-молибденовых – 0.003

Среднее содержание молибдена в сульфидных рудах, залегающих ниже зоны окисления, определяется по формуле:

$x_1 = \frac{a}{1 - Kc}$, где

x_1 – среднее содержание молибдена в неокисленных сульфидных рудах, %,

а – среднее содержание молибдена по поверхностным горным выработкам, %,

Кс – доля молибдена, вынесенного из приповерхностной части зоны окисления.

При этом степень окисления молибденовых руд должна определяться по пробам, равномерно характеризующим поверхность месторождения.

Установлена зависимость между коэффициентом пропорциональности и мощностью рыхлых образований, согласно которой в Центральном Казахстане на вольфрам-молибденовых месторождениях при мощности элювиально-делювиальных отложений 0.5 м содержание молибдена во вторичном ореоле в два раза ниже, чем в приповерхностном коренном оруденении, при мощности рыхлых отложений 1.5 м – в четыре раза меньше и при мощности 2 м – в шесть раз меньше.

В рыхлых образованиях на медно-молибденовых месторождениях присутствие большого количества гидроксидов железа приостанавливает вынос молибдена примерно в два раза по сравнению с маложелезистым чехлом рыхлых образований вольфрам-молибденового оруденения.

В Восточном Забайкалье в рыхлых образованиях происходит главным образом механическое рассеяние молибдена, а доля солевой составляющей вторичного рассеяния молибдена в три раза ниже, чем в Центральном Казахстане – при мощности рыхлых образований 1.5 м коэффициент пропорциональности равен 0.8, при мощности 2 м – 0.5.

В образовании вторичных ореолов участвует минерализация промышленного и непромышленного характера (независимо от типа оруденения – штокверкового, жильного или скарнового); при этом по объему минерализация непромышленного характера нередко в 2-3 раза превышает таковую промышленного характера. Поэтому для правильной оценки оруденения весьма важно выделить ту часть ореола, которая отвечает его промышленному контуру. В общем случае определение "рудной" изолинии во вторичном ореоле может производиться по формуле

$C_{вт}=C_{кор}K$, где

$C_{вт}$ – значение "рудной" изолинии во вторичном ореоле,

$C_{кор}$ – значение рудной изолинии в остаточном оруденении в верхней части коренных пород,

К – коэффициент пропорциональности для конкретной мощности плаща рыхлых отложений.

Таким образом, определение величины выноса молибдена из зон окисления и зависимости между мощностью рыхлых образований и величиной коэффициента пропорциональности, а также выделение "рудной" изолинии в рыхлых образованиях и в верхней части коренного оруденения являются необходимым условием оценки оруденения по вторичным ореолам и данным

поверхностных выработок. Такую оценку можно провести на основе поисков м-ба 1:10000 и крупнее.

Геофизические критерии. Геофизические работы при поисках месторождений молибдена направлены главным образом на решение геолого-картировочных задач выявления рудоконтролирующих структур и по отношению к объему поисков носят косвенный характер [4].

Проблема выявления месторождений вольфрам-молибденовой формации во многом сводится к обнаружению не вскрытых эрозией апикальных частей массивов лейкократовых гранитов и определению их морфологии. Плотность этих гранитов обычно меньше плотности вмещающих пород на 0.05-0.12 г/см^3, что обусловливает минимумы в гравитационном поле и по данным их количественной интерпретации позволяет определить морфологию апикальной поверхности не вскрытых эрозией плутонов, глубину ее залегания в пределах 1500-2000 м ниже дневной поверхности, а также глубину нахождения нижней кромки плутона (6-10 км). При этом минимальное значение гравитационного поля отвечает месту максимального приближения гранитов к дневной поверхности.

Над ороговикованными и биотитизированными породами в экзоконтакте апикальных частей рудоносных плутонов обычно устанавливаются резко меняющиеся по амплитуде повышенные магнитные поля, обусловленные развитием здесь магнетита. По совпадению минимумов гравитационного поля с максимумами магнитного поля довольно надежно определяется эпицентр не выходящего на дневную поверхность гранитного купола, к которому может быть приурочено оруденение.

Применение геофизических методов при поисках месторождений других формаций менее эффективно, но в сочетании с другими методами позволяет решать довольно сложные поисковые задачи. Поэтому всегда необходимо учитывать следующее:

1) гидротермально измененные породы, с которыми ассоциирует молибденовое оруденение, при геофизических съемках м-ба 1:50000 и крупнее картируются локальными отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями,

2) метод вызванной поляризации позволяет фиксировать участки, обогащенные сульфидной минерализацией,

3) калишпатизированные породы, к которым часто приурочено молибденовое оруденение, характеризуются, как это было установлено А.И.Макаровым, низкой функциональной зависимостью между K и Th и хорошо фиксируются при гамма-спектрометрической съемке.

Заключение

Системный анализ геологического строения молибденовых месторождений, их геотектонических позиций, связей с геологическими (магматическими) формациями, вещественного состава руд, геохимических и геофизических данных позволяет провести типизацию и систематизацию месторождений по условиям их геологического нахождения и формирования, минералогическим особенностям, гидротермальным изменениям, рудной зональности, геохимическим полям, т.е. по рудным формациям. Это дает возможность сформулировать критерии оценки рудных объектов с учетом их формационной принадлежности, геолого-промышленного типа, степени эрозионного среза, характера геохимической и минеральной зональности, степени проявленности минеральных парагенезисов в рудном процессе, геофизического и геохимического поля и других показателей.

При комплексном учете вышеохарактеризованных критериев оценки рудных объектов степень вероятности прогноза весьма высокая, конечно, при правильном подборе для сравнения рудного аналога.

Литература

1. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин / М.: Недра, 1975. 176 с.

2. Покалов В.Т. Источники магм, продуцирующих месторождений молибдена // Геология рудных месторождений, 1985, № 5. С. 77-81.

3. Покалов В.Т. Рудномагматические системы гидротермальных месторождений / М.. Недра, 1992. 289 с.

4. Покалов В.Т. Локальный прогноз месторождений молибдена. Локальное прогнозирование плутоногенных месторождений молибдена, вольфрама и олова / М.: Недра, 1985 С. 14-102.

5. Покалов В.Т. Опыт классификации эндогенных месторождений молибдена на тектоно-магматической основе // Советская геология, 1970, № 7. С. 74087.

6. Покалов В.Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена / М.: Недра, 1972. 271 с.

7. Покалов В.Т., Семенова Н.В., Горбунова З.М. К геохимии молибдена в гранитоидах // Геохимия, 1982, № 8. С. 1137-1144.

Покалов В.Т., Орлов В.Г. Принципы оценки прогнозных запасов молибдена // Советская геология, 1973, № 5. С. 22-32.

7. ОЛОВО

Олово – характерный элемент верхней части земной коры. Преобладающие его количества находятся в рассеянном состоянии в горных породах и минералах, однако в определенных геологических условиях оно образует значительные концентрации оловянных руд в виде промышленных месторождений.

7.1. Размещение месторождений олова в тектонических структурах земной коры и связь с геологическими формациями. Руднoформационная и генетическая классификация месторождений

Формирование оловянного оруденения обусловлено тесными взаимосвязями тектоники, магматизма и рудообразования при ведущей роли тектоники в размещении ареалов магматизма, оловоносных площадей и месторождений.

7.1.1. Размещение оловянного оруденения в тектонических структурах земной коры

Оловянное оруденение размещено в различных геологических структурах (рис 7.1.) - на платформах (главным образом на их докембрийских кристаллических выступах – щитах), на срединных массивах, в разновозрастных складчатых системах и молодых вулканических поясах [8, 25].

На щитах оловянное оруденение, проявлявшееся в обстановке эпиплатформенных протерозойско-фанерозойских тектоно-магматических активизаций (оловоносные пояса и районы Балтийского, Австралийского, Африканского, Бразильского и др. щитов), представлено в основном оловоносными пегматитовыми, грейзеновыми и кварцево-жильными образованиями при преобладании редкометалльных пегматитов, в которых олово является попутным компонентом. Промышленное значение этих месторождений обычно невелико, но при их разрушении в благоприятных геолого-морфологических и климатических условиях нередко образуются россыпи, иногда весьма крупные (район Рондонии в Бразилии).

На платформах с мощным осадочным чехлом оловянное оруденение чаще встречается в краевых и внутренних поднятиях фундамента платформ (Восточные Саяны, Южная Дакота и др.) и, по мнению И.Н. Томсона [25], такие геологические структуры могут рассматриваться как обнажающиеся части древнего кристаллического фундамента тех же щитов. Характер оруденения здесь сходный с широко распространенным на щитах; в основном это оловоносные редкометалльные пегматиты и кварцево-жильные проявления (Енисейский кряж).

На срединных массивах оловянное оруденение тяготеет преимущественно к их активизированным периферическим зонам и значительно реже встречается во внутренних частях массивов. По данным А.Д.Щеглова [40,41], оловянное оруденение проявлено на срединных массивах геосинклинально-складчатых систем протерозоя (Муйский), палеозоя (Кокчетавский, Чешский) и мезозоя (Буреинский, Бирманский). Срединные массивы характеризуются преимущественным развитием оловянного оруденения в грейзенах, скарнах и кварцево-жильных образованиях, промышленная значимость которых нередко значительна.

Разновозрастные складчатые системы характеризуются наибольшим числом оловоносных поясов, зон и районов. Оловянное оруденение особенно интенсивно проявлено в преимущественно мезозойских складчатых системах западной части сложнопостроенного планетарного Тихоокеанского рудного пояса, формировалось в зонах тектоно-магматической активизации геосинклинальных структур раннемезозойской консолидации и эпигеосинклинальной орогении

геосинклинальных и унаследованных прогибов (Верхояно-Колымский, Сихотэ-Алинский, Хингано-Охотский, Нанлиньский, Бирмано-Малайско-Индонезийский, Боливийский и др. оловоносные пояса). Здесь развиты самые разнообразные проявления оловянного оруденения – от пегматитов и оловоносных скарнов до гидротермальных силикатных и сульфидных образований, нередко весьма значительных масштабов.

Оловянное оруденение складчатых систем герцинид развито в основном в пределах Атлантического планетарного пояса, включающего Аппалачский (Северная Америка) и крупный Корнубийский, или Корнуоллский (Западная Европа) рудный район. В пределах Аппалачского пояса проявлены в основном оловоносные пегматиты, грейзены и кварцево-жильные образования. Корнуоллский (Корнубийский) оловорудный район характеризуется разнотипным полихронным и полигенным оруденением, весьма богатым и интенсивно проявленным.

В складчатых системах Центрально-Азиатского подвижного пояса развито как палеозойское, так и мезозойское оловянное оруденение. Наибольшим разнообразием и масштабностью характеризуется оруденение герцинид Тянь-Шаня.

В молодых мезокайнозойских вулканических структурах оловянное оруденение широко развито в прибрежных, окраинных частях внешних зон азиатской и американской частей Тихоокеанского рудного пояса (Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Мексиканский оловоносные пояса). Характерная черта оловянного оруденения молодых вулканических поясов - преимущественное проявление сульфидного полиметалльно-оловянного, менее - силикатного оловянного оруденения, и практически не встречаются оловоносные пегматиты и кварцево-жильные образования.

Масштабы проявления оловянного оруденения последовательно нарастают от докембрия к палеозою и мезозою, уменьшаясь в кайнозое. В этом же направлении характер оруденения меняется от литофильного на щитах и срединных массивах к литофильному и сидерохалькофильному в складчатых системах и вулканических структурах. При этом до 75% олова приурочено к разновозрастным складчатым системам, до 10% - к срединным массивам, до 10% – к мезокайнозойским вулканическим структурам и около 5% - к щитам [7].

В длительной истории развития земной коры и ее крупных геотектонических структур формирование оловянного оруденения охватывает большой промежуток времени, который, по данным С.Ф.Лугова [15], продолжается от раннего протерозоя (2650 млн. лет на Африканском щите) до неогена включительно (10-7.5 млн. лет в молодых вулканических образованиях юга Боливии).

Анализ размещения оловоносных территорий мира позволил выявить некоторые общие закономерности и показал, что целый ряд наиболее крупных оловорудных месторождений, полей, районов и даже провинций тяготеет к узлам пересечений и сочленений разновозрастных оловоносных поясов и к областям совмещения оловянного оруденения разных эпох в пределах поясов (см. рис. 7.1.). Это крупнейшая Боливийская оловоносная провинция, которая находится в области пересечения докембрийского Центрально-Бразильского оловоносного пояса мезокайнозойским Андийским. В юго-западной части Центрально-Бразильского пояса, на территории Боливии, в области пересечения его Андийским оловоносным поясом насчитывается свыше 1000 месторождений, из них более 20 крупных, в том числе крупнейшее в мире коренное оловянное месторождение Ллалагуа и знаменитые олово-серебряные месторождения Оруро и Потоси. По возрасту оловоносного магматизма и оруденения в Боливийской оловоносной провинции выделяются, по крайне мере, мезозойская, раннемиоценовая и среднемиоценовая металлогенические эпохи [8,18]. Восточнее, в Центрально-Бразильском поясе находится крупный рудно-россыпной район Рондонии, в котором совмещены две эпохи оловянного оруденения. Первая - малопродуктивная олово-редкометалльная – связана с интрузиями гранитоидов раннесреднепротерозойского возраста (1900-1200 млн. лет), вторая – главная продуктивная – связана с интрузиями позднепротерозойских гранитов (1200-600 млн. лет). Примерами коренного оруденения Рондонии могут служить месторождения Потоси, Бом-Футуро, высоко оцениваемые как по масштабам, так и по качеству руд.

К области сочленения Восточно-Африканского и Кибарского оловоносных поясов [18] с развитым здесь оруденением средне-позднерифейской (1200-900 млн. лет) и поздне-рифейско-вендской (850-750 млн. лет) металлогенических эпох тяготеют оловорудные проявления пегматитового, грейзенового и кварцево-жильного типов, среди них такие крупные как Маноно, месторождения зоны Карагве-Анколин и др.

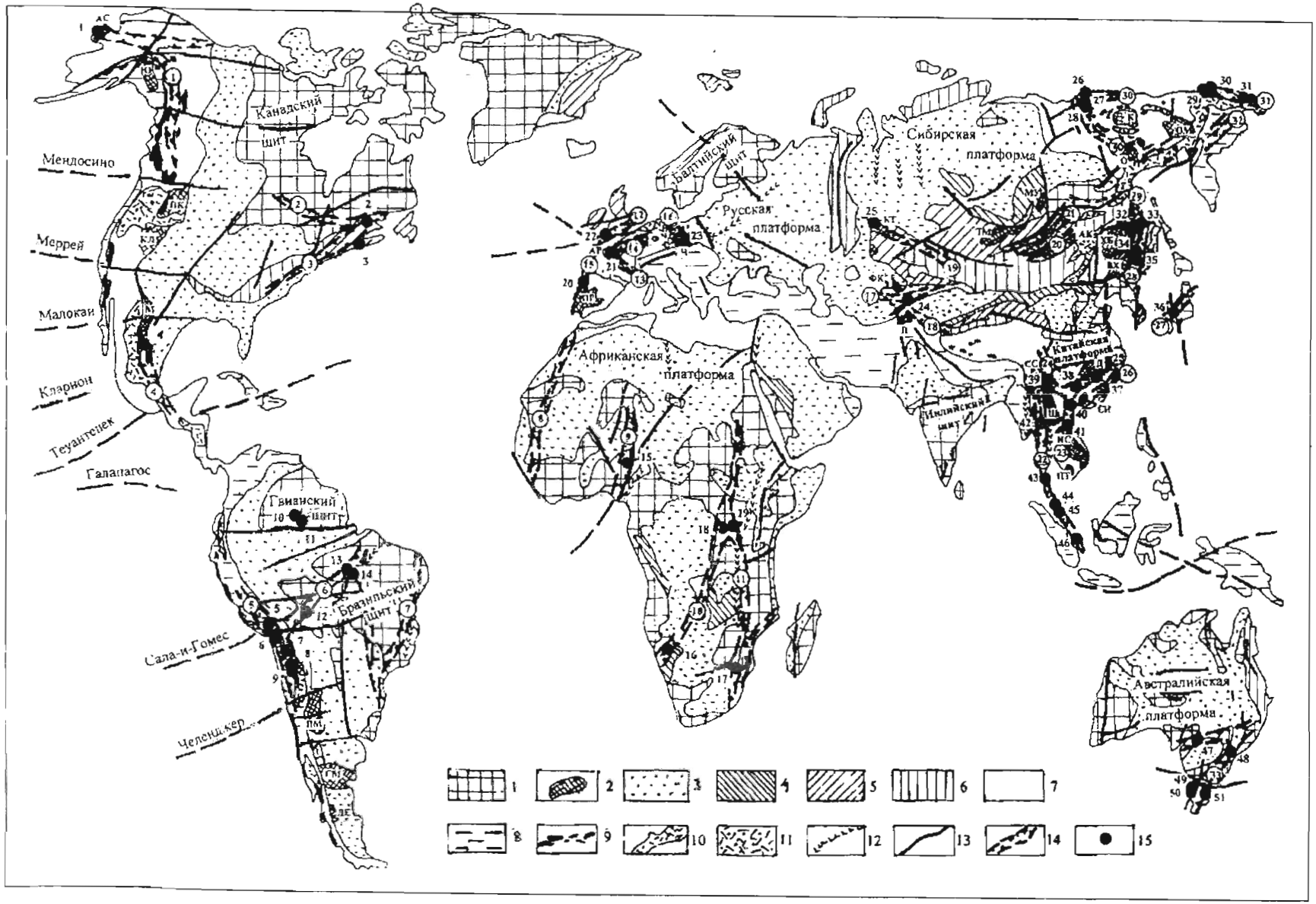

Канадский щит
Мендосино
Меррей
Малокаи
Кларион
Теуантепек
Галапагос
Гвианский щит
Бразильский щит
Сала-и-Гомес
Челленджер
Балтийский щит
Русская платформа
Сибирская платформа
Африканская платформа
Индийский щит
Китайская платформа
Австралийская платформа
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

Рис. 7.1. Размещение оловянного оруденения в главных геотектонических структурах.

1-2- структуры древней консолидации: 1 – щиты, платформы, 2 – срединные массивы; 3 - осадочный чехол структур древней консолидации; 4-8 – области завершенной складчатости: 4 – байкальской, 5 – каледонской, 6 – герцинской, 7 – мезозойской, 8 – альпийской; 9 – плутонические пояса "молодых" гранитов; 10 – вулканические пояса; 11 – вулканические провинции (кайнозойские); 12 – континентальные рифтовые системы и шовные зоны; 13 – основные региональные разломы; 14 – оловоносные пояса;15 – основные оловорудные районы и месторождения.

Цифры в кружках обозначают оловоносные пояса: 1 – Северных Кордильер, 2 – Канадский, 3 – Аппалачский, 4 Мексиканский, 5 – Боливийский, 6 – Центрально-Бразильский, 7 – Восточно-Бразильский, 8 - Западно-Африканский, 9 – Сахаро-Нигерийский, 10 – Кибарский, 11 – Восточно-Африканский, 12 – Корнубийский, 13 – Южно-Армориканский, 14 – Северо-Армориканский, 15 – Иберийский, 16 – Рудных Гор, 17 – Гянь-Шаньский, 18 – Памиро-Каракорумский, 19-Калба-Нарымский, 20 – Северо-Восточно-Монгольский, 21 Восточно-Забайкальский, 22 – Бирмано-Малайско-Индонезийский, 23 – Лаос-Северо-Вьетнамский, 24 – Юго-Западный, 25 – Нанлиньский, 26 – Приморский, 27 – Японский, 28 – Сихотэ-Алинский, 29 - Хингано-Охотский, 30 – Верхояно-Колымский, 31 - Чукотский, 32 – Центрально-Корякский, 33 – Тасманский.

Цифрами без кружков обозначены оловорудные районы и месторождения: 1-3 – Канады (1 – Ист-Ривер, 2 - Маунт-Плезант, 3 – Ист-Кемптвилл; 4 – Мексики – (Сан-Антонио), 5-9 – Боливии (5 – Колквири, 6 – Оруро, 7 – Лланагуа, 8 – Потоси 9 – Чоролкве), 10-14 – Бразилии (10 – Рорайма, 11 – Питинга, 12 – р-н Рондонии, 13 - Рио-Ирири, 14 – Рио-Ксенью), 15 – Нигерии (плато Джос), 16-17 – ЮАР (16 – Арандиз, 17 – Сайплатс), 18-19 – Конго, Киншаса (18 – Манопо-Китоголо, 19 – Карагве-Анколин), 20 – Португалии (Панашкейра), 21 – Франции (Аббарец), 22 – Великобритании (р-н Корнуолла), 23 – Германии и Чехии (р-н Рудных Гор), 24 – Кыргызстана (р-н Сарыджаза), 25 – Казахстана (Сырымбет), 26-35 – России (26 – Одинокое, 27 – Депутатское, 28 – Тирехтях, россыпь, 29 – Валькумей, 30 – Пыркакайские штокверки, 31 - Иультин, 32 – Правоурмийское, 33 – Фестивальное, 34 – Гигриное, 35 – Верхнее), 36 – Японии (Акенобе), 37-39 – Китая (37 – р-н гранитных массивов, 38 – р-н Хэчи-Нандань, 39 – р-н Гэцзю), 40 – Вьетнама (Пиа-Оак), 41 – Лаоса (Нам-Патен), 42 – Бирмы (Маучи), 43 – Таиланда (Пиншок), 44-45 – Малайзии (44 – Перак, россыпи, 45 – Селенгор, россыпи), 46 – Индонезии (Клаппа-Кампит), 47-51 – Австралии (47 – Брокен-Хилл, 48 – Ардлтан, 49 – Маунт-Бишоф, 50 – Ренисон-Белл, 51 – Аберфойл).

Буквами обозначены срединные массивы: АС - Анадырско-Сьюардский, Ю – Юконский, ПК – Прсем-Колумбия, КЛ – Колорадо, М – Мексиканский, ПМ – Пампинский, СМ – Самункира, ДС – Дессеадо, ПР – Пиренейский (Иберийский), АР – Арморикапский, Ф – Центрально- Французский, Ч – Чешский. КТ – Кокчетавский, ФК – Ферганo-Кураминский, П – Памирский, ХБ – Хингано-Буреинский, ВХ – Ваньдаошань-Ханкайский, К – Колымский, О – Охотский, ОМ – Омолонский, АК – Аргунь-Керуленский, ТМ – Тувино-Монгольский, МУ – Муйский, Д – Дзянания, СИ – Сицзян, СС – Северный Салуэн, Ш – Шаньский (Бирманский), ИС – Индо-Синийский, ПТ – Пурсат.

На юге Восточно-Африканского пояса, где совмещены две эпохи оловянного оруденения – позднеархейская (2650 млн. лет) в виде гранитоидного магматизма и связанных с ним оловоносных пегматитов и раннепротерозойская в связи с гранитами бушвельдского комплекса (2050-1290 млн. лет) – расположены известные месторождения олова Бушвельда и недавно открытое крупное грейзеновое месторождение Сайплатс с богатыми оловянными рудами.

Примечательно, что в местах локализации крупных оловорудных месторождений и районов на пересечениях и сочленениях оловоносных поясов одной эпохи оруденения нередко также находятся небольшие проявления оловянной минерализации более древних эпох. Так, в областях пересечений Юго-Западного и Нанлиньского мезозойских оловоносных поясов Китая мезозойским же Лаос-Северо-Вьетнамским оловоносным поясом размещены оловорудные районы Гэцзю и Дачан. При этом в западной части Юго-Западного пояса (провинция Сычуань) известно месторождение олова Чахе протерозойского возраста, а в отношении района Дачан существует представление о наложении яньшаньского (юра-мел) рудообразования на палеозойскую оловянную минерализацию, в результате чего сформировались крупные концентрации богатых оловянных руд.

В крупнейшем в Европе Корнубийском (Корнуоллском) оловорудном районе, тяготеющем к области сочленения западных окончаний Северо- и Южно-Армориканского герцинских оловоносных поясов, проявления оловянной минерализации более древних эпох не известны, однако в соседней с ним западной части Северо-Армориканского пояса имеется ряд грейзеновых и кварцево-жильных оловопроявлений догерцинской эпохи оруденения, возраст которых 470-426 млн. лет.

В пределах самих оловоносных поясов (специализированных металлогенических зон), обычно отождествляемых с определенными геотектоническими структурами земной коры, оловянное оруденение так же размещается весьма неравномерно. Вдоль их простирания области интенсивного оловянного оруденения (рудные районы, узлы, поля и месторождения) чередуются с значительными безрудными интервалами. Тектоническая позиция таких оловорудных районов и месторождений в этих поясах определяется местами пересечения трансформными поперечными или диагональными магмо- и рудоконцентрирующими глубинными разломами

различных геотектонических структур земной коры (структурно-формационных зон, срединных массивов, щитов и др.), продольных пограничных, межформационных и межблоковых разломов. Так, на Дальнем Востоке России (рис.7.2.) цепи оловорудных районов прослеживаются в широтном направлении вдоль рудоконцентрирующих структур, секущих по отношению к северо-восточным структурно-формационным зонам.

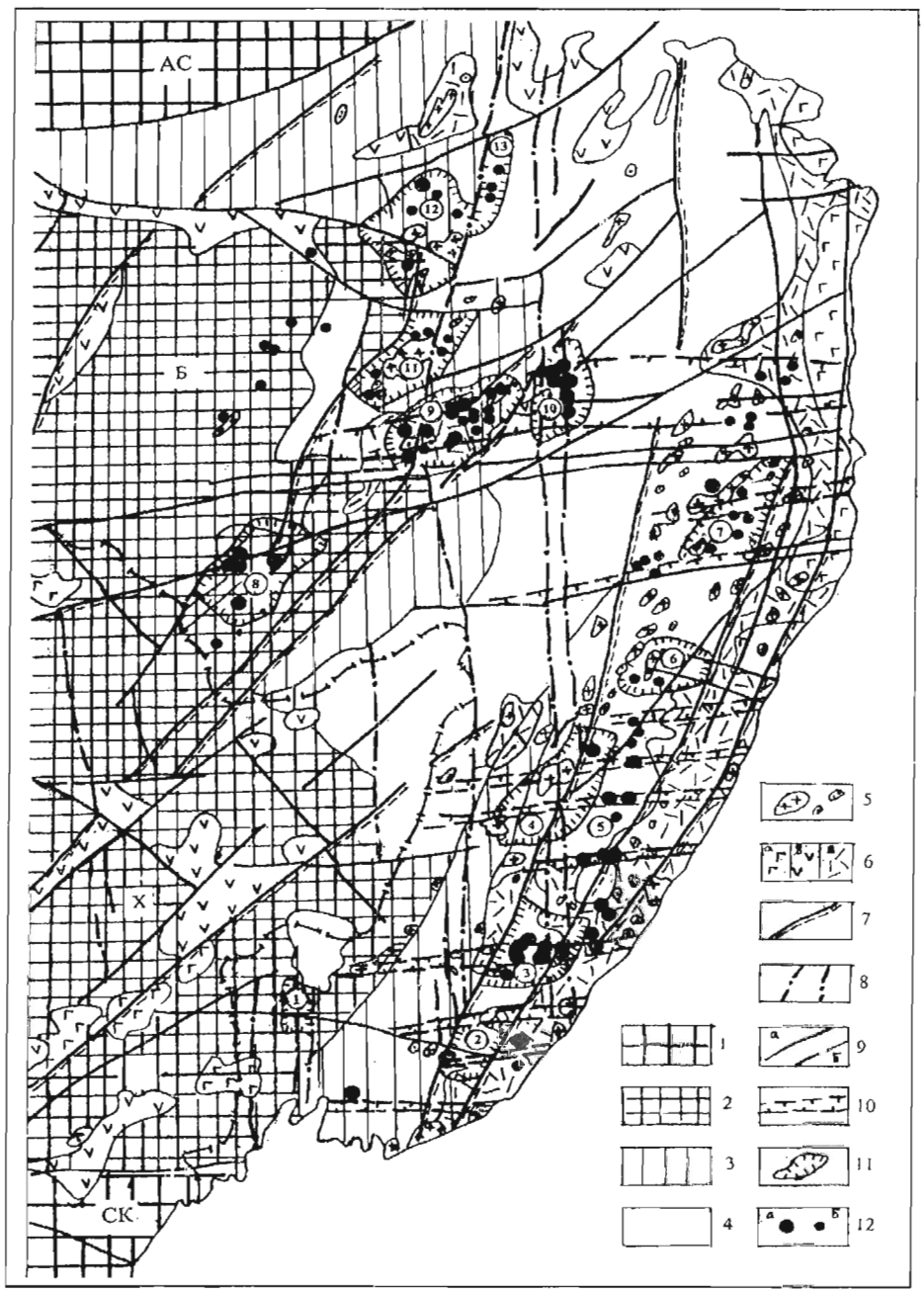


Рис. 7.2. Поперечные магмо- и рудоконцентрирующие структуры Дальнего Востока.
1-2-структуры древней консолидации: 1-щиты (АС-Алдано-Становой, СК-Сино-Корейский), 2-срединные массивы (Б-Буреинский, Х-Ханкайский); 3-4-области складчатости: 3-герцинской, 4-мезозойской; 5-плутонические пояса "молодых" мезо-кайнозойских гранитов; 6-вулканические пояса, состав пород: а-основной, б-средний, в-кислый; 7-8-глубинные разломы: 7-продольные региональные разломы, 8-меридиональные линеаменты; 9-прочие основные разломы: а-установленные, б-предполагаемые; 10-поперечные и диагональные структуры; 11-оловорудные районы: 1-Вознесенский, 2-Фурмановский, 3-Кавалеровский, 4-Верхне-Уссурский, 5-Средне-Уссурский, 6-Арминский, 7-Верхне-Бикинский, 8-Буту-Коппинский, 9-Хингано-Олонойский, 10-Баджальский, 11-Комсомольский, 12-Дуссе-Алинский, 13-Ям-Алинский; 12-оловорудные объекты: а-месторождения, б-рудопроявления.

Подобно известным широтным поперечным разломам, контролирующим размещение основных рудных районов Северной Америки, в Южной Америке в пределах субмеридионального Боливийского оловоносного пояса (рис.7.3.), кроме установленного субширотного поперечного разлома Ичило, контролирующего северную группу оловорудных месторождений, в центральной и южной частях пояса намечаются по крайней мере три аналогичные скрытые поперечные рудоконцентрирующие структуры, вдоль которых размещены трассирующие их оловорудные месторождения. Важную роль в контроле рудоносных площадей Корнубийского (Корнуоллского) оловоносного пояса играют поперечные разрывные структуры север-северо-западного направления, перпендикулярные генеральному восток-северо-восточному простиранию складчатых структур. Влияние поперечных структур на размещение оловянного оруденения отчетливо выражено и во многих других регионах, в частности, в Якутии, в Западной Европе, на Тянь-Шане и Памире.

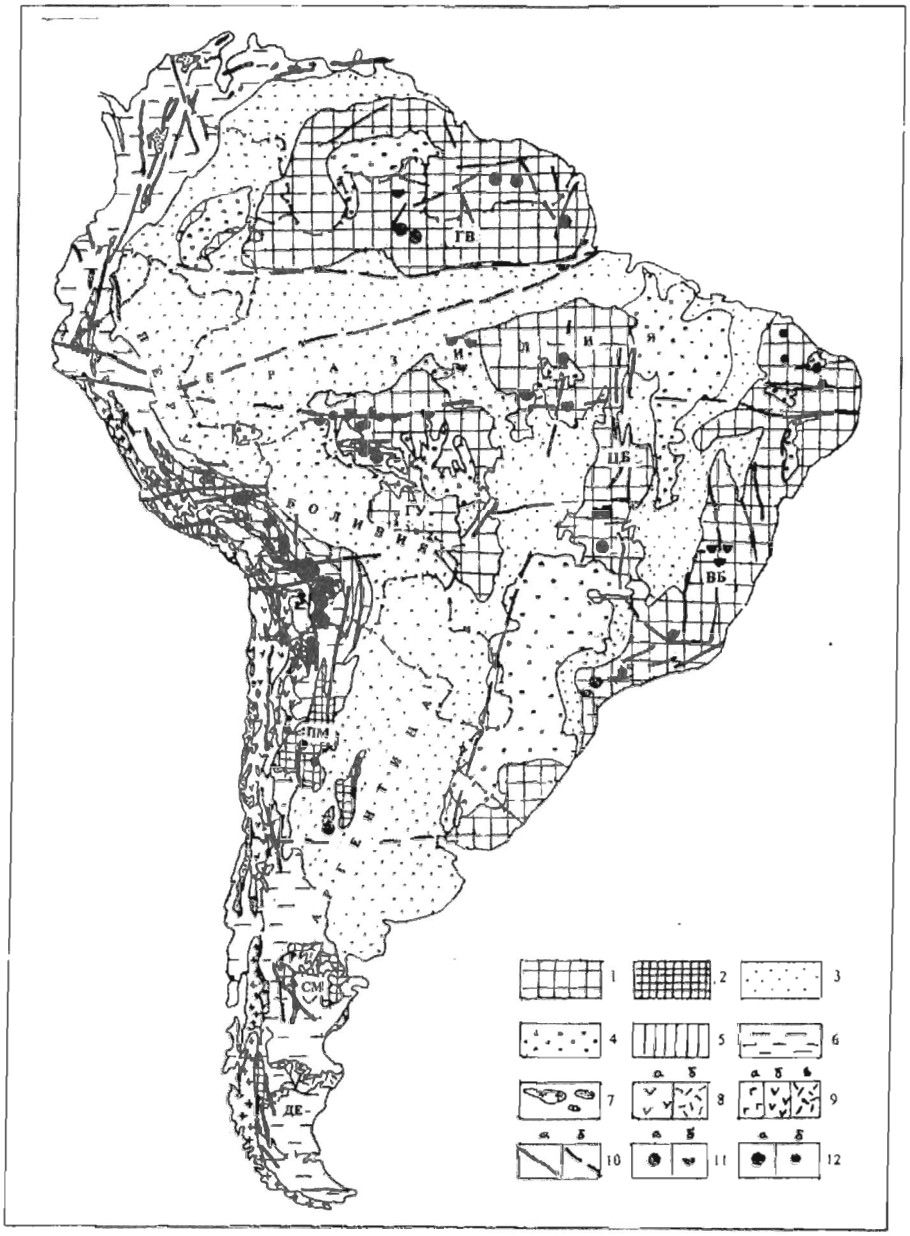


Рис. 7.3. Поперечные магмо-рудоконцентрирующие структуры Южной Америки.
1-2-структуры древней консолидации: 1-щиты (ГВ-Гвианский, ГУ-Гуапорейский, ЦБ-Центрально-Бразильский, ВВ-Восточно-Бразильский), 2-срединные массивы (ПМ-Пампанский, СМ-Саманкира, ДС-Десседо); 3-чехол структур древней консолидации; 4-мезозойские впадины; 5-6-области завершенной складчатости: 5-герцинской, 6-альпийской; 7-плутонические пояса "молодых" гранитов; 8-9-вулканические пояса: 8-мезозоя (состав пород: а-средний, б-кислый), 9-кайнозоя (состав пород: а-основной, б средний, в-кислый); 10-основные региональные разломы: а-установленные, б-предполагаемые; 11-типы месторождений олова: а-коренные, б-россыпные; 12-масштабы месторождений олова: а-крупные, б-средние, мелкие.

7.1.2. Связь оловянного оруденения с геологическими формациями

Поперечные рудоконцентрирующие структуры не являются специализированными в отношении оловянного оруденения, они лишь способствуют развитию рудно-магматических процессов в структурно-формационных и металлогенических зонах, которые они пересекают. Характерная особенность оловянного оруденения - прямая зависимость интенсивности его проявления от мощности и содержаний олова во вмещающих подстилающих породах, пересекаемых поперечными рудоконцентрирующими структурами.

Анализ обстановок расположения оловорудных районов северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса показал [27], что районы Северо-Востока России с крупными месторождениями размещаются в структурах с мощными (свыше 4000 м) терригенными, терригенно-карбонатными и смешанными толщами, содержания олова в которых составляют 9-15 г/т и более (рис.7.4.). Подмеченная закономерность наблюдается и в других оловоносных районах Тихоокеанского рудного пояса. Достаточно известна повышенная оловоносность фундамента Южно-Китайской платформы, в чехле которой располагаются крупнейшие месторождения района Гэцзю. В Австралии на о-ве Тасмания в грабен-синклинали Дандас с отложениями кембрия мощностью более 6000 м размещаются весьма крупные оловорудные месторождение Ренисон-Белл, Маунт-Бишоф, Кливленд.

Оловянное оруденение, имеющее плутоногенный характер, тесно связано с гранитоидным магматизмом, являясь конечным продуктом дифференциации в коровых очагах. Пересечение поперечными магмо- и рудоконцентрирующими разломами, к которым приурочены ареалы распространения продуктивного гранитоидного магматизма и ассоциирующее с ним оловянное оруденение, разнотипных геотектонических структур земной коры обусловило существенные различия состава магматических очагов, генерировавшихся на гетерогенном субстрате. Среди рудопродуцирующих оловоносных гранитоидов отчетливо выделяются две главные магматические формации: гранодиорит-гранит-лейкогранитная и диорит-монцогранодиорит-гранитная, различающиеся особенностями дифференциации их магматических расплавов, петрогеохимии и связи с ними оруденения.

Гранодиорит-гранит-лейкогранитная формация объединяет ассоциации субщелочных оловоносных гранитоидов, развитых преимущественно в позитивных структурах древней консолидации (платформы, щиты, срединные массивы) и геоантиклиналях ранней консолидации разновозрастных складчатых систем, характеризующихся невысоким стоянием и значительной мощностью древних метаморфических комплексов.

Отличительные черты гранодиорит-гранит-лейкогранитной магматической формации: короткая гомодромная эволюция от гранодиоритов (ранняя интрузивная фаза) и гранитов (главная фаза) до лейкократовых гранитов (заключительная фаза), крайне редкое сопровождение интрузий вулканическими комагматами, практически полное отсутствие пород дайковой серии, подчиненное значение гранодиоритов ранней фазы внедрения, большеобъемные внедрения крупнозернистых порфировидных гранитов главной фазы и широкое распространение равномерно мелко-среднезернистых лейкократовых гранитов в виде небольших интрузивных тел гипабиссальной фации. Последние иногда непосредственно переходят в оловоносные пегматиты, но чаще сменяются в краевых частях оловоносными штокшайдерами, оловорудными грейзенами и отходящими от них кварцевыми жилами с оловянной и вольфрамовой минерализацией.

Для пород гранодиорит-гранит-лейкогранитной формации характерны высокие содержания кремнезема и повышенные содержания щелочей при калиевой доминанте, которые в заключительных фазах достигают соответственно 72-76% и 8-9%, повышенное содержание железа с преобладанием двухвалентного над трехвалентным и последовательным уменьшением общего количества к поздним дифференциатам заметное превышение кларковых значений олова, вольфрама, лития, фтора и бора с накоплением в лейкогранитах.

Диорит-монцогранодиорит-гранитная формация включает широко варьирующие по составу породы преимущественно кислого состава и, как правило, тяготеет к геосинклинальным прогибам складчатых систем, выполненным мощными толщами вулканогенно-карбонатно-терригенных отложений и характеризующимся утоненным, местами отсутствующим слоем древних метаморфических гранито-гнейсовых комплексов.

В целом сравнительно небольшие интрузивные массивы, сложенные породами данной формации, отличаются фациальной и фазовой неоднородностью: состав их варьирует от квар-

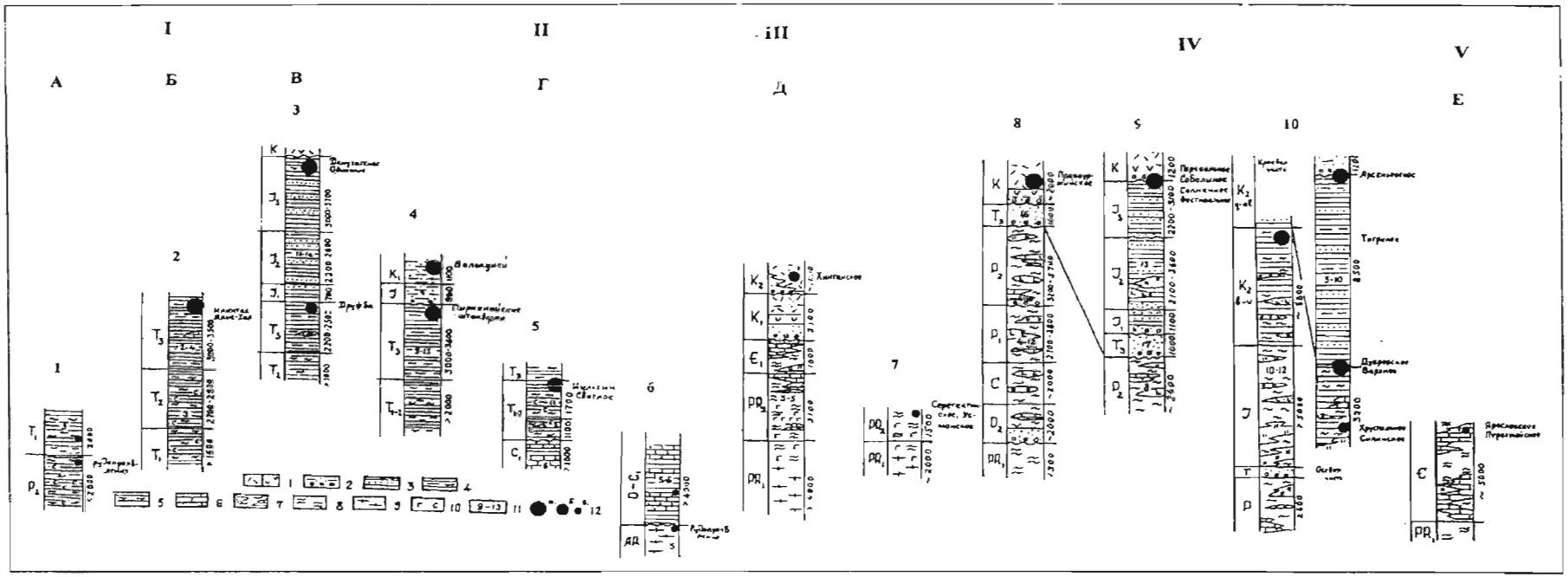


Рис. 7.4. Мощности осадочных комплексов в районах развития оловорудных объектов Северо-Востока и Дальнего Востока России.
I-Яно-Колымская складчатая область, зоны: А-Верхоянская, Б-Эльги-Кулинская, В-Ольджойский прогиб; II-Чукотская складчатая область: Г-Чаунская зона; III-Буреинский массив: Д-Хингано-Олонойская зона; IV-Сихотэ-Алинская складчатая область; V- Ханкайский массив; Е-Вознесенская зона . Структуры: 1-Куларский антиклинорий, 2-Адычанское поднятие, 3-Полоусненский синклинорий, 4-Паляваамский синклинорий, 5-Иультинское поднятие, 6-Восточно-Чукотский массив, 7-Верхнебуреинский выступ, 8-Баджальский антиклинорий, 9-Горинский синклинорий; 1-7-литологические комплексы: 1-вулканогенные кислого и среднего-основного составов, 2-молассовые, 3-флишоидные с преобладанием песчаников, 4-флишоидные с преобладанием алевролитов, 5-аспидные флишоидно-сланцевые, 6-терригенно-карбонатные, 7-смешанные с терригенным матриксом, включающие блоки карбонатных, кремнистых, вулканогенных пород; 8-9-метаморфические породы: 8-кристаллические сланцы, 9-гнейсы, кристаллические сланцы; 10-графитизация и сульфидизация; 11-среднее содержание олова (г/т); 12-оловорудные объекты: а-крупные, б-средние, в-мелкие и рудопроявления.

цевых диоритов, монцогранодиоритов и гранитов (ранняя и главная фазы) до гранитов, нередко лейкократовых субщелочных в заключительной фазе.

Основные черты петрогеохимической характеристики пород диорит-монцогранодиорит-гранитной формации - повышенная щелочность при преобладании калия над натрием, высокие содержания железа с преобладанием двухвалентного над трехвалентным, повышенные против кларковых значений содержания олова, вольфрама, бора и фтора - указывают на их генетическое родство с породами гранодиорит-гранит-лейкогранитной формации. Вместе с тем породы диорит-монцогранодиорит-гранитной формации имеют целый ряд отличительных черт, которые выражаются в резкой контрастности состава пород главной и заключительной интрузивных фаз и в различиях содержаний целого ряда петрогенных, рудных и летучих компонентов. К последним относятся более низкие содержания кремнезема, щелочей, олова и вольфрама и более высокие – алюминия, кальция, титана, железа, магния и бора для пород как главной, так и заключительной фаз внедрения.

Выявленные отличия состава, петрохимических особенностей и содержаний рудных и летучих элементов в породах двух рассмотренных магматических формаций свидетельствуют о различиях состава, условий образования (палингенная гранитизация древних метаморфических гранито-гнейсовых комплексов в первом случае и анатектическое преобразование преимущественно осадочных и осадочно-метаморфических толщ – во втором), степени и характера фракционирования их магматических очагов, зародившаяся под влиянием плюмов на гетерогенном субстрате в тектонических структурах с разным глубинным строением.

Все изложенное относительно связи оловянного оруденения с геологическими и магматическими формациями подтверждает отмечавшуюся многими исследователями важную роль субстрата, в котором формировались магмо-рудообразующие системы, и указывает на существенную роль процессов регенерации и мобилизации при длительном унаследованном развитии оруденения разновозрастных эпох и формировании месторождений в мощных толщах преимущественно осадочных пород с повышенным содержанием в них олова. Ранее образованные руды или обогащенные оловом толщи осадочных пород служили одним из важных коровых источников металла, в результате перемещения и переотложения которого образовывались крупные и нередко богатые концентрации олова.

7.1.3. Руднoформационная и генетическая классификация оловорудных месторождений

Формирование оловянного оруденения в значительном возрастном диапазоне (нижний протерозой – палеоген), в различных палеотектонических структурах и геологических формациях (магматические, осадочные, вулканогенные) в связи с разноформационным гранитоидным магматизмом обусловило большое разнообразие его проявлений.

7.1.3.1. Генетические типы оловорудных проявлений

Оловянное оруденение, тесно ассоциирующее с гранитоидами, связано с послемагматическими пневматолито-гидротермальным и гидротермальным процессами и, по классификации В.И.Смирнова [34], входит в состав трех генетических групп и восьми классов магматогенных месторождений (табл. 7.1.).

В позднемагматическом классе магматической группы оловянная минерализация представлена рассеянным касситеритом совместно с другими акцессорными минералами. В пегматитовой и скарновой группах и их классах оловянное оруденение наложено на пегматиты и скарны. Последние переработаны под влиянием постмагматических рудоносных растворов, химически неравновесных по отношению к составу пегматито- и скарнообразующей минеральной массы. Наиболее значительные и разнообразные оловорудные проявления входят в состав грейзенового, плутоногенного и вулканогенного классов альбититовой и гидротермальной групп месторождений.

7.1.3.2. Оловорудные формации

Для прогнозно-минерагенических, поисковых и оценочных целей разнотипное эндогенное оловянное оруденение на основе трех важнейших положений формационного анализа – геотектонической позиции и геодинамических условий формирования оруденения, пространственно-временного и генетического соотношения оруденения с определенными магматическими формациями, специфики парагенных олову геохимических ассоциаций ведущих элементов –

объединяется [26] в две главные оловорудные формации: литофильную редкометалльно-вольфрам-оловянную и сидеро-халькофильную железисто-полиметалльно-оловянную (табл. 7.2).

Таблица 7.1.

Генетические группы и классы оловорудных проявлений

Группы	Классы	Главные рудные ассоциации	Примеры проявлений
Магматическая	Позднемагматический	Оловянная	Плато Джос, Этыка
Пегматитовая	Метасоматически замещенных пегматитов	Наложенная олово-редкометалльная	Аксу, Тамынген, Урикское
Скарновая	Известковых скарнов Магнезиальных скарнов (наложенная грейзенизация, гидротермальная минерализация)	Наложенная редкометалльно-оловянная, оловянная и сульфидно-оловянная	Хаммерляйн, Титовское, Питкяранта,
Альбититовая	Собственно альбититовый Грейзеновый	Олово-редкометалльная Редкометалльно-вольфрам-оловянная	Альтенберг, Питинга, Одинокое, Хинган
Гидротермальная	Плутоногенный Вулканогенный	Вольфрам-оловянная, оловянная, сульфидно-полиметалльно-оловянная Оловянная, полиметалльно-оловянная	Иультин, Забытое, Солнечное, Дубровское, Арсеньевское Хета, Черемуховое, Потоси, Оруро

Редкометалльно-вольфрам-оловянная формация включает разнообразные минеральные ассоциации, типы и фации высокотемпературного литофильного оловянного оруденения, такие как олово-редкометалльные пегматиты, оловоносность которых связана с их автометасоматической альбитизацией и грейзенизацией, апоскарновые образования с оловосодержащими гранатом, пироксеном и боратами, апокарбонатно-грейзеновое вольфрам-оловянное оруденение, оловоносные грейзены и гидротермальные вольфрамит-касситерит-кварцевые жилы.

По устойчивым минеральным парагенетическим ассоциациям в объеме редкометалльно-вольфрам-оловянной формации выделяется целый ряд минеральных типов и фаций оловянного оруденения (см. табл. 7.2.).

Железисто-полиметалльно-оловянная формация охватывает разнообразные среднетемпературные сидеро-халькофильные касситерит-турмалиновые (хлоритовые, колчеданно-сульфидные с касситеритом и станнином и сульфосольно- сульфидные с касситеритом, станнином и сульфостаннатами проявления оловянного оруденения в алюмосиликатных породах, а также различные флюорит-боросиликатные с касситеритом и норденшельдином и полиметаллически-сульфидные с полиминеральными формами олова) рудные образования. Оруденение железисто-полиметалльно-оловянной формации также характеризуется многообразием минеральных типов (см. табл. 7.2.).

Группа полиформационных месторождений олова встречается в некоторых районах, провинциях нашей и зарубежных стран (Англия, Боливия, Китай и др.). В этих месторождениях в силу специфических условий размещения и образования, пространственно и структурно совмещены редкометалльно-вольфрам-оловянное и железисто-полиметалльно-оловянное оруденения [26]. На полиформационных месторождениях достаточно полно проявлены как топаз-слюдисто-кварцевый, грейзеновый и кварцево-рудный минеральные типы оруденения, так и кварц-турмалиновый (хлоритовый) и сульфидные (колчеданный и сульфосольный).

7.2. Промышленные типы оловорудных месторождений

Наряду с представлениями о формационных и минеральных типах оловянного оруденения для эффективного прогнозирования, поисков и обоснованной оценки выявляемых объектов с учетом минерально-вещественного состава руд, содержаний основных и попутных компонентов, формы и размеров рудных тел, глубины распространения оруденения [28] и ряда других параметров и признаков оловорудные месторождения группируются по промышленным типам. При этом выделяются: апоскарновый пластово-залежный, грейзеновый жильно-штокверковый

Таблица 7.2.

Формации и минеральные типы оловорудных месторождений

Наименование оловорудных формаций	Геотектонические условия образования рудной формации	Рудогенерирующие магматические формации; характер связи с ними оруденения	Фациальные условия рудоотложения	Геохимические черты рудной формации	Минеральные типы оруденения, вмещающие породы: Алюмосиликатные	Минеральные типы оруденения, вмещающие породы: Карбонатные и скарны	Примеры месторождений
Литофильная **Редкометалльно-вольфрам-оловянная** (оловоносных пегматитов, скарновая, грейзеновая, касситерит-кварцевая, риолитовая)*	Эпигеосинклинальная орогенная и тектоно-магматическая активизация структур ранней консолидации геосинклинально-складчатых систем (геоантиклинали, срединные массивы), щитов и платформ; развитие поперечных и подновление продольных глубинных разломов	Оловоносные плутонические, реже вулкано-плутонические комплексы гранодиорит-гранит-лейкогранитной магматической формации; генетическая связь с интрузиями заключительных фаз	Среднемалоглубинные интрузивно-околоинтрузивные	Олово, вольфрам, бериллий, тантал, ниобий, литий, фтор, висмут, молибден, мышьяк, цинк, бор, сера	Микроклин-сподумен-альбитовый с олово-танталитом, торолитом и касситеритом	Пироксен-плагиоклазовый с касситеритом и оловосодержащими гранатом и боратами	Вуджина (Австралия), Маноно-Китотоло (Заир), Урикское (Россия), Хаммерляйн (Германия), Кителя, Титовское (Россия)
					Топаз-слюдисто-кварцевый с касситеритом, кёстеритом, реже бериллом и вольфрамитом	Флюорит-слюдистый с касситеритом, малайяитом, пайгеитом, гулситом, стокезитом	Альтенберг (Германия), Циновец (Чехия), Питинга, Бом-Футуро (Бразилия), Цзилуншань (Китай), Одинокое, Правоурмийское (Россия), Лост-Ривер (США), Благодатное (Россия)
					Кварцевый с касситеритом станнином, вольфрамитом (шеелитом)		Маучи (Бирма), Эренфридерсдорф (Германия), Панаскейра (Португалия), Лиму (Китай), Иультин (Россия)
Сидеро-халькофильная **Железисто-полиметалльно-оловянная** (касситерит-силикатная, касситерит-сульфидная, касситерит-силикатно-сульфидная)*	Эпигеосинклинальная орогения преимущественно миогеосинклинальных прогибов складчатых систем; развитие разноориентированных нарушений в связи с поперечными глубинными разломами	Оловоносные плутонические и вулкано-плутонические комплексы диорит-монцогранодиорит-гранитной магматической формации; парагенетическая связь с гранитоидами оловоносных комплексов	Среднемалоглубинные надынтрузивные	Олово, железо, медь, мышьяк, бор, сера, цинк, свинец, серебро, сурьма, индий, кадмий, фтор	Кварц-турмалиновый с касситеритом	Флюорит-боросиликатный с касситеритом и норденшельдином	Гербертон (Австралия), Ларамкота, Караколес, Монте-Бланко (Боливия), Валькумей, Солвечное (Россия) Учкошкон (Кыргызстан), Малаго (Китай)
					Кварц-хлоритовый с касситеритом		Сайкира (Боливия), Тернистое, Хрустальное, Дубровское (Россия)
					Колчеданно-сульфидный с касситеритом, станнином, халькопиритом		Маунт-Бишоф (Австралия), Ллалагуа, Уануни (Боливия), Клаппа-Кампит (Индонезия), Дачан (Китай), Мушистон (Таджикистан), Эге-Хая, Хета, Хапчеранга (Россия)
					Сульфосольно-сульфидный с касситеритом, станнином, сульфостаннатами, сульфидами и сульфосолями полиметаллов, сурьмы и серебра		Ренисон-Белл (Австралия), Оруро, Потоси (Боливия), Сарыбулак (Кыргызстан), Черемуховое, Зимнее (Россия)

*Формации, выделяемые по принципу сходства минеральных ассоциаций, парагенезисов [5,9,14,15,16], по существу представляющие минеральные типы оруденения.

и кварцевый штокверково-жильный типы редкометалльно-вольфрам-оловянной формации, силикатный штокверково-жильный и сульфидный прожилково-жильный типы железисто-полиметалльно-оловянной формации (табл. 7.3.). Облик промышленных типов полиформационных месторождений может существенно меняться в зависимости от преобладания оруденения той или иной формационной принадлежности, однако в целом промышленный тип будет отвечать какому-либо из выделенных или их сочетанию.

Наибольшее промышленное значение имеют месторождения силикатного, грейзенового, кварцевого и сульфидного типов. Месторождения апоскарнового типа наименее изучены, однако за рубежом и у нас в стране известны крупномасштабные, в том числе и разрабатываемые месторождения этого перспективного типа. Оловоносные редкометалльные пегматиты в самостоятельный промышленный тип оловорудных месторождений не выделятся, поскольку олово из них добывается только как попутный компонент.

Апоскарновый тип. Апоскарновые месторождения, широко распространенные в ряде зарубежных стран (Великобритания, Германия, Австралия, Китай, США и др.), относятся к перспективному типу, представляют проявления оловянного оруденения, наложенного на скарны и обладающего вследствие этого рядом особенностей морфологического и минералогического характера.

Для апоскарновых месторождений характерны весьма сложные неправильные метасоматические рудные тела, широко варьирующие по размерам – от мелких гнезд и труб малого сечения до крупных залежей. Вертикальный интервал промышленного оловянного оруденения часто значительный - до 500 м и более по восстанию от скрытого на глубине рудоносного интрузива гранитов. Наиболее интенсивное оруденение встречается в интервале 250-300 м. Содержание олова в рудах отличается большой дисперсией; обычно оно изменяется от 0.3 до 0.7%. Масштабы месторождений самые различные – от мелких (Кителя) до крупных и весьма крупных (Титовское, Хаммерляйн).

Разнообразен в месторождениях апоскарнового типа и состав руд, в которых наряду с касситеритом, иногда даже в преобладающих количествах, присутствуют оловоносные гранат, пироксен, людвигит, вонсенит и др. Однако олово в них находится в основном в виде микровключений того же касситерита, экерита, гидростаннатов, варламовита. Широко развита сульфидная минерализация, главным образом сфалерит, реже халькопирит. Встречаются шеелит и минералы редких металлов.

Грейзеновый тип. Месторождения грейзенового типа, отвечающие проявлениям топаз-слюдисто-кварцевого минерального типа и его модификациям с широкими вариациями топаза, турмалина, мусковита, сидерофиллита, циннвальдита и лепидолита в алюмосиликатных породах и флюорит-слюдистым образованиям в карбонатных породах и скарнах, распространены достаточно широко и роль их в отечественной добыче все возрастает.

По положению относительно рудоносных гранитов выделяются две группы или подтипа грейзеновых месторождений – интрузивно-околоинтрузивные и надынтрузивные грейзены. Первые размещаются как в рудоносных гранитах, тяготея к апикальным частям массивов или их апофизам, так и во вмещающих более древних гранитоидах или осадочных породах зоны ближайшего экзоконтакта (м-ния Циновец, Одинокое, Экуг и др.), вторые – в надынтрузивных зонах невскрытых рудоносных гранитов (м-ния Правоурмийское, Хинганское, Сырымбет и др.).

Месторождения интрузивно-околоинтрузивных грейзенов характеризуются обычно небольшой глубиной распространения оруденения, которая колеблется от первых десятков метров до 200, реже 300м, малыми и средними масштабами, неправильной плаще-гнездолинзообразной, нередко изометричной формой штокверковых рудных тел. Месторождения надынтрузивных грейзенов обладают значительной глубиной распространения, достигающей 600 м, иногда более, масштабы оруденения от средних и крупных до весьма крупных. Форма рудных тел – преимущественно минерализованные зоны типа линейных штокверков.

Во всех грейзеновых месторождениях промышленные рудные тела имеют нечеткие устанавливаемые опробованием контуры. Средние содержания олова в рудах обычно невысокие (0.3-0.4%) при высокой их дисперсии. В отдельных участках месторождений содержания олова в рудах колеблется от единиц до нескольких процентов.

Минеральный состав грейзенов довольно разнообразен. Из рудных минералов наиболее характерны касситерит, менее кёстерит или высокотемпературный станнин (иногда станноидит), вольфрамит и берилл, нередко встречается молибденит, обычны сульфиды – пирит, арсе-

Таблица 7.3.

Промышленные типы оловорудных месторождений

Типы месторождений: эталонные объекты	Оловорудные формации	Рудовмещающие породы	Типы руд, их качество и основные технологические особенности	Главные и попутные полезные компоненты	Характерные минералы		Морфологические типы и размеры рудных тел; глубина распространения промышленного оруденения	Масштабы месторождений; способ отработки
					рудные	нерудные		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Апоскарновый Кителя, Титовское	Редкометалльно-вольфрам-оловянная	Скарны	Оловоносные (пироксен-гранат-касситеритовый и борат-касситеритовый) 0,3-0.7% олова; переработка руд комбинированная обогатительно-металлургическая с извлечением олова 80-95%	Олово, иногда вольфрам, редкие металлы, цинк	(Оловоносные гранат, пироксен, людвигит, магнетит); касситерит, (шеелит), вольфрамит, минералы редких элементов, сфалерит, арсенопирит	Амфибол, полевые шпаты, (данбурит, аксинит), кварц, карбонаты	Пласто-линзо-трубообразный, неправильно-залежный: протяженность тел до 300 м при вариациях мощности от долей и до первых десятков метров; глубина оруденения колеблется от нескольких десятков до многих сотен метров	Мелкие и средние, встречаются крупные; подземный, возможно, открытый
Грейзеновый Правоурмийское, Одинокое, Хинганское		Гранитоиды, терригенные, вулканогенные и карбонатные, скарны	Берилл-вольфрамит-касситеритовый (гельвин-шеелит-касситеритовый, малайяитовый, пайгеитовый); 0.3-0.6% олова; гравитационное и флотогравитационное обогащение с извлечением олова 75-80%	Олово, бериллий, вольфрам, литий, тантал, ниобий, молибден	Касситерит, стокезит, кёстерит, (малайяит, пайгеит), вольфрамит, (шеелит), минералы редких элементов, молибденит, пирит, арсенопирит	Кварц, слюды, топаз, (флюорит), турмалин, карбонаты	Гнездовые и прикровлевые плащеобразные тела прожилково-вкрапленных руд, штокверки и жилы ограниченных размеров в гранитах; протяженные линейные штокверки в надынтрузивных зонах; глубина распространения оруденения в рудоносных гранитах не превышает 150-200 м, в надынтрузивных зонах – 600 м и более	От мелких и средних до весьма крупных; открытый и подземный
Кварцевый Иультин, Полярное, Светлое		Терригенные, реже карбонатные, гранитоиды	Вольфрамит-(шеелит)-касситеритовый, вольфрамит-станнин-касситеритовый; 0.2-0.4% олова в штокверках, 0.5-1.0% - в жилах; гравитационное обогащение, извлечение олова 85-95%	Олово, вольфрам, бериллий, висмут, молибден, тантал, ниобий	Касситерит, вольфрамит, (шеелит), молибденит, берилл, висмутин, арсенопирит, пирит, халькопирит	Кварц, полевой шпат, мусковит, флюорит	Жилы, жильные зоны протяженностью до нескольких сотен метров при мощности от долей до первых метров, штокверки площадью тысячи квадратных метров, комбинированные рудные тела; глубина оруденения до 100 м в рудоносных гранитоидах и до 700 м - в надынтрузивных зонах	От мелких и средних жильных до весьма крупных штокверковых; подземный и открытый

Продолжение табл. 7.3.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Силикатный Солнечное, Валькумей, Хрустальное, Уч-кошкон	Железисто-полиметалльно-оловянная	Терригенные, карбонатные и скарны, гранитоиды	Касситеритовый, станнин-касситеритовый (касситерит-норденшельдиновый); от 0.5-0.7 до 3% олова и более; флотогравитационное обогащение, извлечение олова 60-70%	Олово, медь, висмут	Касситерит, (норденшельдин), станнин, халькопирит, висмутин, арсенопирит, пирит, пирротин, меньше сфалерит, галенит	Кварц, турмалин, хлорит, (данбурит, датолит, аксинит), карбонаты	Жилы, минерализованные зоны протяженностью от десятков метров до 1 км и более при мощности до нескольких метров, штокверки средние, возможно, крупные: глубина от первых сотен до 800 м и более	Обычно средние и крупные, нередки весьма крупные; подземный, частично открытый
Сульфидный: Дальнетаежное, Хета, Зимнее, Черемуховое		Терригенно-вулканогенно-карбонатные	Касситеритовый, касситерит-станниновый, касситерит-станнин-сульфостаннатовый, гидростаннат-варламовитовый в оксидных рудах; 0.5-1.5% олова, первые проценты свинца, цинка, высокие содержания серебра; гарвитационно-флотационное обогащение, извлечение олова – 45-65%, при металлургическом переделе – 85-90%	Олово, свинец, серебро, цинк, медь, сурьма, индий, скандий	Касситерит, станнин, тиллит, франкеит, канфильдит, натанит, висмирновит, мушистонит, варламовит, галенит, сфалерит, халькопирит, сульфосоли серебра и сурьмы	Кварц, карбонаты	Минерализованные зоны, сложные прожилково-жильные столбо- и трубообразные тела, варьирующие от мелких до крупных; глубина до 500 м и более	От мелких до крупных; весьма крупных; преобладает подземный

Примечания: 1. В скобках –типы руд и минералы, характерные для карбонатных пород и скарнов.

2. Масштабы месторождений олова (тыс.т.): мелкие - до 20, средние – 20-50, крупные – 50-100, весьма крупные и уникальные - >100

нопирит, геллингит, висмутин, халькопирит и сфалерит, в меньшей степени - галенит. В карбонатных породах и скарнах, кроме того, появляются такие минералы как малайяит, пайгеит, гулсит, шеелит, а из нерудных – флюорит, хондродит, селлаит, данбурит, датолит и др.

Кварцевый тип. Месторождения олова кварцевого типа в ряде оловоносных районов нашей страны были (Иультин, Светлое), а в мире (Маучи, Панаскейра и др.) и остаются основными объектами промышленной разработки. Попутно с оловом из руд месторождений этого типа добываются также вольфрам, в меньшей степени - редкие металлы.

Месторождения кварцевого типа обычно пространственно тесно ассоциируют с грейзеновым оруденением, но часто образуют самостоятельные промышленные объекты - от мелких и средних до весьма крупных (Иультин, Пыркакай, Маучи, Лиму и др.). Они характеризуются компактным размещением, что повышает их экономическую значимость.

Структурные условия локализации крупных месторождений определяются в основном наличием системы разрывных нарушений во вмещающих породах надынтрузивной зоны невскрытых куполов рудоносных гранитных интрузий, где вертикальный интервал оруденения может достигать 500-700 м. Глубина распространения оруденения мелких и средних месторождений, локализованных в зонах эндо- и ближайшего экзоконтакта, часто совместно с грейзенами, обычно составляет 150-200 м, редко достигая 300 м.

Рудные тела представлены жилами и жильными зонами, а также минерализованными зонами и штокверками. Распределение полезных компонентов в жильных телах крайне неравномерное, гнездовое, иногда столбовое. Суммарное содержание олова и триоксида вольфрама может достигать 1.5% с преобладанием того или другого в зависимости от положения месторождения в колонке зональности оруденения. Обычно содержание олова колеблется в пределах 0.4-1.0%; в штокверках существенно ниже - 0.2-0.4%, но последние, как правило, имеют более крупные масштабы.

Отличительная особенность руд – резкое преобладание в жилах и прожилках кварца. Из других нерудных минералов встречаются мусковит, полевой шпат, топаз, флюорит; турмалин в жилах редок, но на площадях месторождений нередки ореолы турмалинитов. Среди рудных, кроме ведущих касситерита и вольфрамита, отмечается арсенопирит (иногда в значительных количествах), встречаются берилл, пирит, молибденит, халькопирит, сфалерит, редко галенит. Основная масса сульфидов и станнин обычно локализованы на флангах и в верхних частях жил. Касситерит и вольфрамит концентрируют примеси тантала и ниобия, содержания которых в минералах 0.05-1.0%, в рудах 0.04-0.1%. Иногда в рудах отмечаются примеси висмута и золота.

Силикатный тип. Месторождения силикатного типа включают три подтипа оруденения – турмалиновый (м-ния Солнечное, Валькумей), хлоритовый (м-ния Дубровское, Хрустальное), флюорит-боросиликатный (м-ние Учкошкон). Первые два подтипа нередко встречаются совместно, будучи членами единого ряда зональности оруденения (нижний турмалиновый, выше - хлоритовый), третий является фациальным аналогом турмалинового в карбонатных породах и скарнах. Месторождения силикатного типа, среди которых преобладают средние и крупные, относятся к числу наиболее распространенных и перспективных и составляют основу сырьевой базы по добыче олова из коренных руд в России, Великобритании, Австралии, Боливии и других странах.

Месторождения локализуются как в массивах гранитоидов (преимущественно ранних фаз), так и на значительном от них удалении. Морфологически преобладают жильные рудные тела и прожилково-вкрапленное оруденение в минерализованных зонах и штокверках линейного типа протяженностью от нескольких десятков и сотен метров до 1 км и более. Глубина распространения оруденения также колеблется в широких пределах – от десятков до многих сотен метров.

Руды месторождений силикатного типа характеризуются содержаниями олова от высоких десятых долей до первых процентов при несколько более равномерном его распределении в хлоритовом подтипе. Наиболее частые попутные компоненты – медь, иногда висмут.

В составе жильной массы преобладают кварц, турмалин или хлорит, образующие зоны соответствующих метасоматитов, по которым затем развивались жилы и прожилки с касситеритом; присутствуют арсенопирит, халькопирит, станнин, иногда пирит и пирротин, ранний сфалерит. Поздние сульфиды свинца, цинка и другие проявлены слабо. При переходе оруденения в карбонатные породы и скарны в составе руд появляются также боросиликаты (данбурит, датолит, аксинит), флюорит и борат олова – норденшельдин.

Сульфидный тип. Месторождения сульфидного типа включат два подтипа: колчеданно-сульфидный (м-ния Дальнетаежное, Дальнее, Эге-Хая, Хета, Мушистон, Маунт-Бишоф, Ллалагуа, Уануни, Дачан и др.) и сульфосольно-сульфидный (м-ния Зимнее, Черемуховое, Сарыбулак, Ренисон Белл, Оруро, Потоси и др.), представляющие рудные проявления, наиболее удаленные от интрузивных образований. Нередко эти подтипы встречаются совестно со сменой по вертикали первого вторым. Оруденение преимущественно колчеданно-сульфидного подтипа часто слагает также верхние и фланговые части слабо эродированных рудных тел в месторождениях силикатного типа.

Масштабы месторождений самые различные – от мелких (Хета) до крупных (Верхнее), чаще средние. В российской и зарубежной добыче олова они играют заметную роль. Рудные тела отличаются большим разнообразием морфологических типов, представлены сложными жилами, минерализованными зонами прожилкования невыдержанной мощности с раздувами и пережимами, метасоматическими столбо- и трубообразными залежами с рудами брекчиевой структуры. Параметры рудных тел варьируют от первых десятков до нескольких сотен метров по простиранию и падению.

Содержание олова в колчеданно-сульфидных рудах обычно 0.4-0.6%, в сульфосольно-сульфидных нередко превышает 1%.

Минеральный состав руд сложный. В колчеданном подтипе преобадают сульфиды железа, мышьяка, олова, меди, цинка, свинца – пирит, пирротин, арсенопирит, станнин, марказит, халькопирит, сфалерит, реже галенит. Сульфиды ассоциируют в основном с кварцем, карбонатами, иногда встречаются хлорит и турмалин. В ряде месторождений (Хета, Мушистон) станнин преобладает над касситеритом. Наиболее существенные отличия сульфосольного подтипа заключаются в появлении разнообразных сульфидов олова и сульфостаннатов (станнин II генерации, тиллит, канфильдит, окартит и др.), которые в ряде случаев присутствуют в значительных количествах, превышающих количество оксидных форм олова (м-ния Черемуховое, Сарыбулак). Не менее разнообразны также сульфидные и сульфосольные формы свинца, цинка, сурьмы и серебра, формирующие месторождения комплексных олово-серебро-полиметаллических руд.

В зоне окисления сульфидных руд, особенно хорошо развитой среди карбонатных пород, наблюдаются вторичные минералы олова, такие как висмирновит, натанит, мушистонит, варламовит и др. [13,19,20], образующие касситерит-гидростаннат-варламовитовые руды.

7.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания

Среди оловоносных площадей по их масштабам выделяются: оловоносные пояса и провинции, тяготеющие к крупным геотектоническим структурам (складчатые системы, щиты, платформы) и объединяющие проявления разновозрастного и разноформационного оловянного оруденения, оловоносные зоны и рудные районы с присущей им металлогенической и магматической специализацией, обусловливающей преимущественное развитие оруденения определенного формационного типа, рудные узлы и поля, отвечающие конкретным геолого-структурным элементам, контролирующим оруденение, месторождения и рудопроявления. Основные объекты прогнозирования ресурсов категорий P_3, P_2 и P_1 - металлогенические зоны и рудные районы, узлы и поля, месторождения и рудопроявления. В оловоносных поясах и провинциях возможна лишь оценка их общего металлогенического потенциала.

7.3.1. Оловоносные металлогенические зоны и рудные районы

Металлогенические зоны относятся к площадям прогноза ресурсов категории P_3, устанавливаемым главным образом на основании выявления благоприятных геологических ситуаций для оловянного оруденения и признаков рудоносности при мелкомасштабном (1:1000 000-1:500 000) и среднемасштабном (1:200 000) прогнозировании. Эти ситуации обусловлены в основном региональными тектоно-магматическими факторами, такими как наличие зрелой континентальной коры значительной мощности сиалического или переходного типа, значительная роль в особенностях магмо- и рудообразования складчато-дислоцированных параметаморфических и осадочных толщ в составе верхней части земной коры, неоднократные проявления регенерации коры, обусловленные процессами активизации и деструкции, сопровождавшиеся разновозрастным магматизмом и оруденением на завершающих стадиях становления, широкое развитие гранитоидных интрузий, в том числе оловоносных, отличительной особенностью ко-

торых являются наиболее молодой возраст, известково-щелочной тип, преобладание калия над натрием, повышенные содержания олова, высокие (коровые) изотопные отношения параметрических элементов.

Основополагающая геологическая предпосылка выделения оловоносных металлогенических зон - формационная принадлежность оруденения как результат своеобразия проявления и развития магматизма в определенной геолого-структурной обстановке. Характерное для оловоносных металлогенических зон, обычно эквивалентных структурно-формационным зонам, преобладающее развитие месторождений одного формационного типа подчинено влиянию таких факторов как геотектоническая позиция этих территорий, характер металлогенической специализации субстрата и геодинамические условия формирования соответствующих магматических и сопряженных с ними оловорудных формаций. Выделяются два основных типа площадей регионального прогноза оловянного оруденения различной формационной принадлежности.

1. Области тектоно-магматической активизации структур ранней консолидации геосинклинально-складчатых систем (геоантиклинали, срединные массивы), щитов и платформ с широким развитием плутонических комплексов гранодиорит-гранит-лейкогранитной магматической формации, с поздними кислыми и ультракислыми дифференциатами которой генетически связано оруденение редкометалльно-вольфрам-оловянной формации. В пределах этих структур ареалы распространения магматизма контролируются зонами поперечных и продольных глубинных разломов, вдоль которых располагаются гранитоидные плутоны и тесно ассоциирующее с ними разнотипное оруденение. Наиболее интересны в отношении локализации оловоносного магматизма и оруденения области пересечения зон указанных разломов, в зависимости от масштаба, интенсивности и экстенсивности проявлений нередко выступающие в качестве оловорудных районов, узлов и полей.

2. Области эпигеосинклинальной орогении геосинклинальных (преимущественно миогеосинклинальных) унаследованных орогенных прогибов складчатых систем с проявлениями оловоносных плутонических и вулкано-плутонических комплексов диорит-монцогранодиорит-гранитной магматической формации и сопряженного оруденения железисто-полиметалльно-оловянной формации. Для оруденения железисто-полиметалльно-оловянной формации пространственно-генетические связи с магматизмом более слабые, чем для оруденения редкометалльно-вольфрам-оловянной формации, скорее парагенетические. Однако парагенетический характер связей также обусловливает сопряженность оруденения и магматизма, поскольку предполагает общность глубинных источников и путей выведения их продуктов в верхние структурные этажи. Признаком продуктивности интрузивного комплекса является полнота и законченность его эволюции, что выражается в наличии гранитов поздних фаз внедрения, с которыми устанавливается более тесная пространственная связь, чем с остальными проявлениями магматизма. Ареалы развития магматизма и оруденения контролируются зонами поперечных глубинных разломов и участками сочленений с разноориентированными тектоническими нарушениями более высоких порядков.

Оконтуривание металлогенических зон на прогнозных картах производится на основе анализа структурно-формационных, палеогеодинамических, геофизических, геохимических и других данных. Площади оловоносных металлогенических зон двух выделяемых формационных типов оруденения во многом сопоставимы, обычно они варьируют от 15000 до 45000 км^2.

Рудные районы, также относящиеся к площадям прогноза ресурсов категории P_3 при среднемасштабном (1:200 000) прогнозировании, по определению Е.Т.Шаталова [39], представляют собой обособившиеся части металлогенических зон, наиболее насыщенные проявлениями минерализации различной интенсивности, которая возникла при развитии геологических процессов, общих для металлогенической зоны в целом. Поэтому все рудные районы, входящие в металлогеническую зону, несут некоторые специфические черты геологического строения, магматизма и минерализации, присущие этой зоне. В пределах оловоносной металлогенической зоны обычно размещены один-два, редко более, рудных района с оруденением сходного типа.

Выделение в пределах оловоносных металлогенических зон собственно рудных районов базируется на ряде факторов локального изменения геологических условий, вызвавших их возникновение и обособление. В качестве одного из важнейших факторов, определяющих развитие сопряженных процессов магматизма и рудообразования, выступает тектоника. Следующими важными критериями выделения оловорудных районов являются оловоносные магматиче-

ские формации и оруденение. Металлогеническая специализация субстрата приводит к повышенному по сравнению с кларковыми содержанию в магме олова и сопутствующих рудных компонентов, и тем самым создается благоприятная обстановка для образования определенных оловоносных магматических формаций и промышленных концентраций оловянного оруденения соответствующей формационной принадлежности*.

Подчиненные тектоническим структурам ареалы оловоносного магматизма и сопряженного оруденения определяют локализацию оловорудных районов в пределах металлогенических зон, их размеры и контуры. По данным И.Н.Томсона [37], площади рудных районов составляют 400-1500 км^2, однако в практике геологоразведочных работ размеры оловорудных районов обычно варьируют от 2.5 до 12 тыс. км^2. Иногда оловорудные районы выделяются по географическому или географо-экономическому принципам, однако делать это целесообразно лишь при отсутствии определенных четко выраженных геологических критериев их выделения и оконтуривания.

7.3.2. Оловорудные узлы и поля

Рудные узлы и поля представляют перспективные площади наиболее интенсивного оловянного оруденения, выявляемые в процессе крупномасштабного (1:50 000 – 1:25 000) прогнозирования, геологической съемки и поисков. Они служат объектами прогнозирования ресурсов P_2 в пределах оловоносных металлогенических зон и рудных районов. Согласно данным о наиболее детально изученных металлогенических зонах и рудных районах оловорудные узлы и поля обычно занимают не более 30% площади рудного района, их число не превышает пятисеми, но в их пределах сосредоточены большая часть рудопроявлений и практически все промышленные запасы олова.

Рудные узлы и поля выделяются по комплексу характерных геолого-структурных, магматических, литологических, минералого-геохимических, геофизических и других признаков, указывающих на вероятную локализацию в их пределах промышленного оруденения. Рудные узлы и поля объединяют ряд близких по возрасту формационно-генетически однотипных перспективных участков, связанных общей геолого-структурной (рудоконтролирующие тектонические нарушения) или структурно-магматической (очагово- купольные структуры) обстановками размещения, преемственно связанными с факторами локализации рудных районов. Границы оловорудных узлов и полей проводятся по контурам развития геохимических и геофизических аномалий, ореолов контактово-метасоматических изменений вмещающих пород, прямых признаков рудоносности и др. Размеры оловорудных узлов и полей соответственно колеблются от 300 до 2000 км^2 и от 10 до 120 км^2; наиболее частые формы линейная и изометричная.

7.3.3. Оловорудные месторождения

Данная категория прогнозных площадей включает объекты, перспективные на выявление промышленных месторождений в пределах оловорудных узлов и полей, а также участки возможного обнаружения новых или увеличения промышленных перспектив известных рудных тел на установленных месторождениях. Первые являются объектами подсчета ресурсов категории P_2, отчасти P_1, вторые – главным образом категории P_1

Участки, перспективные на выявление оловорудных месторождений, выделяются практически по тем же факторам рудообразования и критериям прогноза, что и для рудных узлов и полей (геолого-структурные, магматические, метаморфические, метасоматические, минералого-геохимические и др.). Кроме того, важную роль при оконтуривании этих участков играют прямые признаки локализации оруденения и использование типовых моделей месторождений. Учет перечисленных факторов и признаков обусловливает обоснованность прогноза и более уверенное оконтуривание участков, поскольку степень детальности работ, по которым определяются прогнозные ресурсы указанных категорий, здесь значительно большая и базируется в основном на результатах геологических съемок м-ба 1:10 000-1:2 000 и детальных поисков.

Выявление новых рудных тел и экстраполяция на фланги и глубину разведанных частей рудных тел осуществляется по тем же данным, но кроме того используются данные по особен-

---

* Иногда при формировании оловянного оруденения в разные этапы эндогенной минерализации одной эпохи рудообразования возникают районы с полиформационными месторождениями олова.

ностям морфологии рудных тел и рудоминеральной зональности оруденения на предварительно оцененных по категории C_2 объектах различных формационной принадлежности и промышленных типов. Эти данные позволяют судить о степени эрозионного вскрытия объекта, глубине распространения промышленного оруденения и возможности нахождения слепых рудных тел или неглубоко скрытых гранитных куполов, вблизи которых локализуется оруденение. Обоснование границ здесь базируется на данных поисково-оценочных работ. Обычно площади перспективных участков и месторождений олова колеблются от 2 до 10 км^2.

7.4. Комплексы критериев и признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски рудоносных площадей разного ранга

Эффективность прогноза и поисков месторождений олова во многом зависит от степени разработанности геолого-генетических представлений о размещении и условиях формирования оловянного оруденения. Эти представления могут быть выражены в моделях, построенных по совокупности всех известных системно взаимосвязанных рудоконтролирующих, рудолокализующих и рудообразующих факторов и критериев. Создание базирующихся на перечисленных факторах типовых моделей рудных районов, узлов, полей и месторождений, учитывающих соподчиненность тектоники, магматизма и рудообразования, позволяет осуществлять геолого-минерагенический прогноз разноранговых перспективных площадей и объектов возможного выявления оловянного оруденения различной формационной принадлежности и промышленных типов.

7.4.1. Критерии и признаки прогнозирования оловорудных районов

Рудные районы преобладающего редкометалльно-вольфрам-оловянного оруденения характеризуются совокупностью следующих основных рудоконтролирующих и рудообразующих факторов и критериев, на которых базируется соответствующая прогнозно-поисковая модель (рис.7.5, I):

-преимущественная приуроченность к структурам ранней консолидации – жестким бортам геосинклиналей (платформы, щиты), срединным массивам, геоантиклиналям – с континентальным типом разреза земной коры, зрелым гранитно-метаморфическим слоем значительной мощности (не менее 20 км при общей мощности земной коры в этих районах порядка 35 км) в фундаменте и терригенными, вулканогенными и терригенно-вулканогенно-карбонатными формациями в верхних структурных этажах,

- ведущая роль процессов тектоно-магматической активизации, указанных тектонических структур, давших импульс возникновению новых и оживлению имевшихся разломов, которые наряду с поперечными магмо- и рудоконтролирующими структурами часто носят характер подновленных вблизи них продольных складчатости пограничных или межзональных (между геосинклиналью и ее бортами, срединными массивами и структурно-формационными зонами) глубинных разломов и шовных зон,

- локализация рудоносных блоков в наиболее проницаемых для внедрения магматических расплавов и проникновения гидротермальных растворов областях пересечения основными магмо-рудоконтролирующими структурами тектонических нарушений иных направлений,

- интенсивная гранитизация рудоносных блоков, проявленная в широком распространении интрузивов оловоносной гранодиорит-гранит-лейкогранитной магматической формации, с поздними кислыми и ультракислыми дериватами, с которой в виде гипабиссальных интрузий лейкократовых гранитов, нередко дифференцированных до пегматоидных разностей и специализированных в отношении олова, вольфрама и редких элементов, или с менее дифференцированными итрузиями гранофиров и кварцевых порфиров непосредственно генетически связано оруденение,

- формирование оруденения редкометалльно-вольфрам-оловянной формации в интрузивно-околоинтрузивных и надынтрузивных зонах массивов рудоносных гранитоидов с преобладанием месторождений грейзенового и кварцевого геолого-промышленных типов, а также апоскарнового оруденения среди карбонатных пород и скарнов,

- интенсивное разуплотнение участков рудоносного блока, отражающее положение гранитных интрузий, фиксируемых отчетливыми локальными минимумами в остаточном поле силы тяжести,

- спокойные слабоотрицательные магнитные поля над интрузиями оловоносных гранитоидов с низкой магнитной восприимчивостью, окруженные положительными магнитными аномалиями над полями контактово измененных ороговикованных пород,

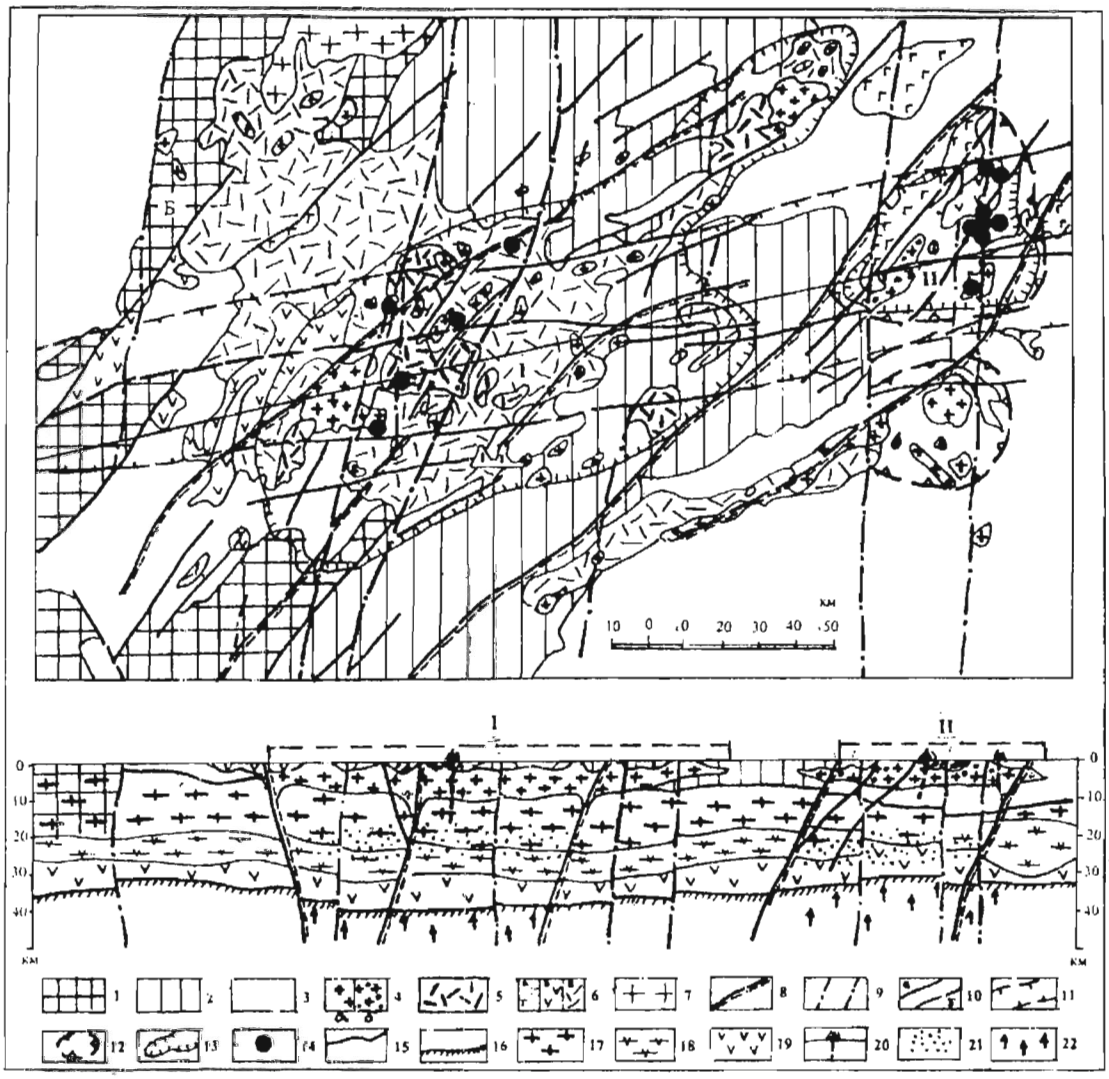


Рис. 7.5. Обобщенная геолого-модельная ситуация районов преобладающего развития оруденения редкометалльно-вольфрам-оловянной формации (I) и железисто-полиметалльно-оловянной формации (II).
I-срединные массивы; 2-3-области завершенной складчатости: 2-герцинской, 3-мезозойской; 4-гранитоиды периода тектоно-магматической активизации (верхний мел) гранодиорит-гранит-лейкогранитной формации (а) и диорит-монцогранодиорит-гранитной формации (б); 5-6-вулканиты: 5-экструзивы кислого состава, 6-эффузивы, состав пород: а-основной, б-средний, в-кислый; 7-палеозойские гранитоиды; 8-9-глубинные разломы: 8-продольные региональные разломы, 9-меридиональные линеаменты; 10-прочие основные региональные разломы: а-установленные, б-предполагаемые; 11-поперечные и диагональные структуры; 12-ядерные части сводовых структур; 13-границы оловорудных районов; 14-месторождения олова; 15-нижняя граница вулканогенно-осадочного слоя; 16-граница Мохоровичича; 17-гранито-гнейсовый слой; 18-гранито-гранулитовый слой; 19-базальтовый слой; 20-центры вулканической деятельности; 21-участки разуплотнения коры – области зарождения магм; 22-глубинные флюидные потоки.

- наличие шлиховых ореолов касситерита и сопутствующих вольфрамита, шеелита, иногда тантало-ниобатов, а также ореолов по потокам рассеяния и вторичным литохимическим ореолам рассеяния олова и сопутствующих ему элементов со следующим рядом геохимической зональности относительно центров оруденения редкометалльно-вольфрам-оловянной формации:

(Li – F –Be – W – Mo – B) – (Bi – As – Co – Sn) – (Cu – Zn – Pb – Ag – Sb)

Рудные районы с преобладанием оруденения железисто-полиметалльно-оловянной формации характеризуются комплексом следующих основных рудоконтролирующих и рудообразующих факторов (см. рис.7.5, II):

- преимущественная приуроченность к геосинклинальным и унаследованным орогенным прогибам скадчатых систем, основанием для которых служит земная кора континентального

или переходного типов мощностью более 35 км при пониженной мощности гранитно-метаморфического слоя и больших мощностях отложений вулканогенно-карбонатно-терригенных геологических формаций,

- преобладающая роль в магмо- и рудоконтроле поперечно-секущих складчатость глубинных разломов, образованных при процессах эпигеосинклинальной орогении как зоны повышенной проницаемости.

- локализация рудоносных блоков в областях сочленений поперечных разломных структур с сопряженными или самостоятельными секущими разноориентированными нарушениями,

- относительно невысокая по сравнению с районами редкометалльно-вольфрам-оловянного оруденения степень гранитизации рудоносных блоков, сопровождавшаяся проявлениями гипабиссальных интрузий диорит-монцогранодиорит-гранитной магматической формации и вулканогенных образований андезит-липаритовой формации, нередко формирующими вулкано-плутонические ассоциации, признаком продуктивности магматизма служит законченность его эволюции, выражающаяся в наличии поздних гранитов заключительных фаз внедрения оловоносных интрузивных комплексов, с которыми парагенетически связано оруденение,

- формирование оруденения в надынтрузивных зонах глубинных магматических источников с преобладанием месторождений силикатного и сульфидного геолого-промышленного типов с соответствующими подтипами,

- не всегда отчетливые локальные отрицательные остаточные аномалии в поле силы тяжести над интрузиями гранитоидов и менее выраженные слабо отрицательные, более изрезанные, чем в районах с редкометалльно-вольфрам-оловянным оруденением, магнитные поля,

- шлиховые ореолы касситерита, первичные и вторичные геохимические ореолы и потоки рассеяния олова и сопутствующих элементов с зональным их распределением от центров оруденения к периферии:

(W – Mo - B – Bi) – (As – Co – Sn – Cu) – (Jn – Co – Zn – Pb – Ag – Sb).

7.4.2. Критерии и признаки прогнозирования оловорудных узлов и полей

Оловорудные узлы и поля, при прогнозировании которых прежде всего используются факторы и критерии, характерные для рудных районов, требуют учета более частных предпосылок и критериев проявления рудной минерализации рассматриваемых формационных типов.

Рудные узлы и поля редкометалльно-вольфрам-оловянного оруденения определяют следующие специфические факторы и критерии:

- возникновение рудной минерализации в результате автометасоматической переработки процессами альбитизации и грейзенизации рудопродуцирующих гранитов, а также метасоматического изменения вмещающих пород и выполнения трещин остаточными растворами, отделявшимися при кристаллизации насыщенных минерализаторами и летучими гранитных расплавов поздних фаз внедрения,

- локализация оруденения в апикальных частях массивов рудопродуцирующих гранитов и их апофизах, ближайших к ним ослабленных зонах экзоконтактов, вблизи куполовидных выступов этих массивов и небольших обособленных штоков, а также в надынтрузиных зонах скрытых массивов рудоносных гранитов среди вмещающих пород, вдоль контактов карбонатных пород и скарнов с древними неоловоносными гранитами или с вулканогенно-осадочными алюмосиликатными образованиями, в ранних гранитоидах главных фаз внедрения оловоносных магматических комплексов,

- большое разнообразие изменений вмещающих пород, как предшествующих рудоотложению, так и сопровождающих его. Сюда относятся: ореолы контактового метаморфизма в связи с гранитоидами главных фаз внедрения, представленные различного рода роговиками и биотититами, раннегидротермальные метасоматиты редкометалльно-фторовой специализации в связи с рудопродуцирующими гранитами заключительных фаз внедрения, представленные калишпатизацией, альбитизацией, грейзенизацией, топазизацией, турмалинизацией - в алюмосиликатных породах, флогопитизацией, актинолитизацией, тремолитизацией – в карбонатных породах и скарнах, сопровождающие рудообразование околорудные изменения, такие как серицитизация, окварцевание, пропилитизация (преимущественно в эффузивах), оталькование, скаполитизация (в карбонатных породах и скарнах), поздние каолинизация, карбонатизация и др.,

- зональность гидротермальных метасоматитов, которая проявляется как по вертикали, так и по латерали и выражается в смене снизу вверх и к периферии следующих основных мета-

соматических фаций: слюдисто-полевошпатовых, кварц-топазовых, слюдисто-кварцевых, кварц-флюорит-карбонатно-сульфидных в алюмосиликатных породах и слюдисто-полевошпат-амфиболовых, сидерофиллит-флюоритовых, слюдисто-кварцевых, флюорит-карбонатно-сульфидных в скарнах и магматических породах основного состава,

- прямая температурная зональность редкометалльно-вольфрам-оловянного оруденения относительно продуктивных гранитных интрузий, образующая следующую обобщенную колонну геолого-промышленных типов (снизу вверх): апоскарновый контакта рудоносных гранитов и скарнов – грейзеновый интрузивно-околоинтрузивных зон----- грейзеновый надынтрузивных зон----- кварцевый надынтрузивных зон.

Рудные узлы и поля с оруденением железисто-полиметалльно-оловянной формации. Для них характерны:

- контроль оруденения разрывными нарушениями определенной ориентировки и их сочленениями, структурный план которых обусловлен системой основных магмо- и рудоконтролирующих структур рудоносного блока,

- локализация оруденения преимущественно в удалении от массивов гранитоидов, в их надынтрузивных зонах, реже в зонах ближайших экзоконтактов и даже в самих гранитных массивах главной и совсем редко – в гранитах поздних интрузивных фаз оловоносных магматических комплексов,

- наличие даек, их серий и поясов, в ряде случаев проложивших дорогу руде и опосредованно указывающих на положение перспективных рудоконтролирующих структур,

- достаточно широкий набор изменений вмещающих пород, представленных зонами биотитизации в контактах с гранитоидами главных фаз оловоносных магматических комплексов и зонально размещенными различными продуктами гидротермального метаморфизма с преобладанием более высокотемпературных фаций (турмалинизация, серицитизация, сидерофиллитизация, окварцевание) - в нижних и низкотемпературных (хлоритизация, пропилитизация) – в верхних частях вертикальных разрезов рудоконтролирующих структур. При этом в зависимости от литологии рудовмещающего разреза в гранитоидах преобладают турмалинизация, сидерофиллитизация, серицитизация, в песчанико-сланцевых породах – серицитизация, турмалинизация, окварцевание, в кислых вулканитах – серицитизация, окварцевание, реже хлоритизация, в средних вулканитах – хлоритизация, пропилитизация, в карбонатных породах и скарнах – флогопитизация, оталькование, актинолитизация, флюоритизация, пропилитизация,

- преимущественно стадийная зональность железисто-полиметалльно-оловянного оруденения, выражающаяся в виде колонки, в которой от нижних и центральных уровней к более высоким происходит следующая смена геолого-промышленных типов и подтипов оруденения: силикатный (турмалиновый или боросиликатный ----- хлоритовый подтипы) -----сульфидный (колчеданный ---- сульфосольный подтипы).

7.4.3. Критерии и признаки прогнозирования и оценки оловорудных месторождений

Оловорудные месторождения прогнозируются и оцениваются с использованием практически тех же рудообразующих факторов, что и для рудных узлов и полей – геолого-структурных, магматических, метаморфических и метасоматических, минералого-геохимических и других, уточненных и детализированных в соответствии с масштабами и стадиями производимых геологоразведочных работ.

Месторождения редкометалльно-вольфрам-оловянной формации (рис.7.6.) характеризуют:

- разнообразие морфологии рудных тел, представленных жилами, штокверками, минерализованными зонами в алюмосиликатных породах и неправильными жило-, столбо-, трубо-, линзо- и гнездообразными метасоматическими залежами в карбонатных породах и скарнах,

- относительно простой минеральный состав руд в алюмосиликатных средах и значительное разнообразие минеральных форм ряда элементов, включая олово, в карбонатных породах, скарнах и вулканитах,

- неотчетливо выраженная стадийность минералообразования в рудном процессе при формировании оловоносных кварц-мусковитовых и слюдисто-флюоритовых грейзенов, кварцево-рудных жил и завершающей процесс поздней сульфидной минерализации, прямая высокоградиентная температурная рудоминеральная зональность отложения относительно продуктив-

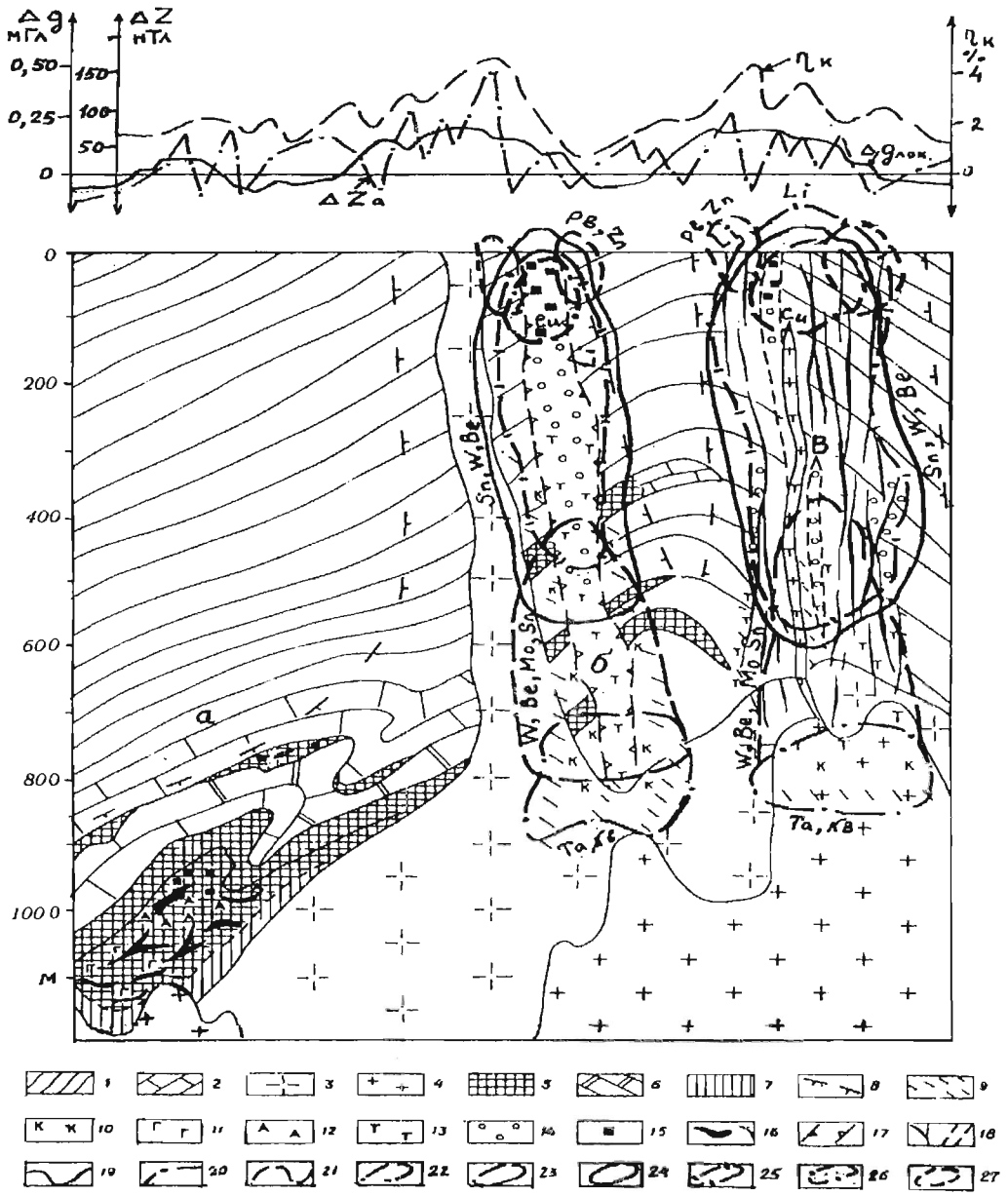


Рис. 7.6. Обобщенная геолого-генетическая модель месторождений апоскарнового (а), грейзенового (б) и кварцевого (в) типов редкометалльно-вольфрам-оловянной формации.

1-терригенные отложения; 2-карбонатные породы; 3-4- оловоносный магматический комплекс гранодиорит-гранит-лейкогранитной формации: 3-граниты главной интрузивной фазы, 4-лейкограниты заключительной интрузивной фазы; 5-эндо- и экзоскарны; 6-мраморы; 7-околоскарновые породы; 8-граница ореола контактового метаморфизма; 9-18-зоны развития рудно-минеральных ассоциаций и метасоматических изменений: 9-оловоносная тантал-ниобиевая минерализация в зонах альбитизации, 10-редкометалльная минерализация в зонах калишпатизации, 11-натанит-экерит-касситеритовая минерализация в зонах щелочного метасоматоза по скарнам, 12-касситеритовая минерализация в зонах амфиболизации по скарнам, 13-вольфрамит(шеелит)-берилл(даналит)-молибденит-касситеритовая минерализация в зонах топазизации (флюоритизации), 14-касситеритовая минерализация с вольфрамитом и бериллом в слюдисто-кварцевых метасоматитах, 15-касситерит-станнин-сульфидная минерализация в зонах развития кварц-карбонатных прожилков, 16-рудные тела в скарнах, 17-рудные штокверковые зоны, 18-кварцевые жилы с вольфрамитом, касситеритом, станнином и сульфидными минералами в зонах прожилкования; 19-21-геофизические аномалии: 19-гравиразведки, 20-магниторазведки, 21-электроразведки-ВЭЗ ВП; 22-27- геохимические аномалии: 22-тантала и ниобия, 23-вольфрама, бериллия, молибдена, олова, 24-олова, вольфрама, бериллия, 25-лития, 26-меди, 27-свинца и цинка.

ных гранитных интрузий с образованием следующего обобщенного последовательно-центробежного ряда олова и ведущих рудных элементов и их минералов:

		Элементы		
тантал, ниобий, (олово)	---- олово, бериллий, литий, (вольфрам)	----вольфрам, олово, (бериллий)	---- олово, (вольфрам)	----- мышьяк, железо, медь, цинк (олово)
		Минералы		
олово-танталит, торолит, касситерит	-----касситерит, берилл, фенакит, циннвальдит (вольфрамит шеелит)	----вольфрамит, шеелит, касситерит, (берилл, фенакит, даналит)	---- касситерит, станнин, кёстерит, стокезит, малайяит (вольфрамит, шеелит)	-----арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит, (касситерит, станнин)

Месторождения железисто-полиметально-оловянной формации (рис.7.7.) определяют следующие элементы строения:

- преобладание среди рудных тел жил сложного строения, локализованных в крупных хорошо проработанных трещинных структурах или жильных и жильно-прожилковых минерализованных зонах типа линейных штокверков, в карбонатных породах обычны также трубообразные и неправильные метасоматические тела,
- отчетливо выраженная стадийность рудообразования с существенными изменениями состава минеральных ассоциаций в каждой стадии в результате поступления из глубоко эволюционировавших источников рудного вещества фракционированных порций рудоносных растворов на фоне последовательного подновления и развития рудовмещающих трещинных структур,
- большое разнообразие минеральных ассоциаций, среди которых основными продуктивными, определяющими силикатный и сульфидный геолого-промышленные типы месторождений, являются касситерит-кварц-турмалиновая (хлоритовая), касситерит-норденшельдин-флюорит-боросиликатная, касситерит-станнин-колчеданная и касситерит-станнин-сульфостаннат-сульфидная,
- эндогенная, преимущественно стадийная низкоградиентная зональнось, в общем случае выражающаяся в развитии минеральных ассоциаций более поздних стадий в верхних частях и на флангах рудных полей, месторождений или отдельных рудных тел с образованием следующего рудоминерального ряда:

		Элементы	
олово, мышьяк, железо,	----олово, медь, железо	---- цинк, свинец, олово (медь)	-----сурьма, серебро, свинец, олово (железо, медь)
		Минералы	
касситерит, арсенопирит, пирит	----касситерит, станнин, халькопирит, пирротин	---- сфалерит, галенит, касситерит, станнин, тиллит, колюзит, (халькопирит)	---- антимонит, джемсонит, андорит, пираргрит, канфильдит, окартит, франкеит

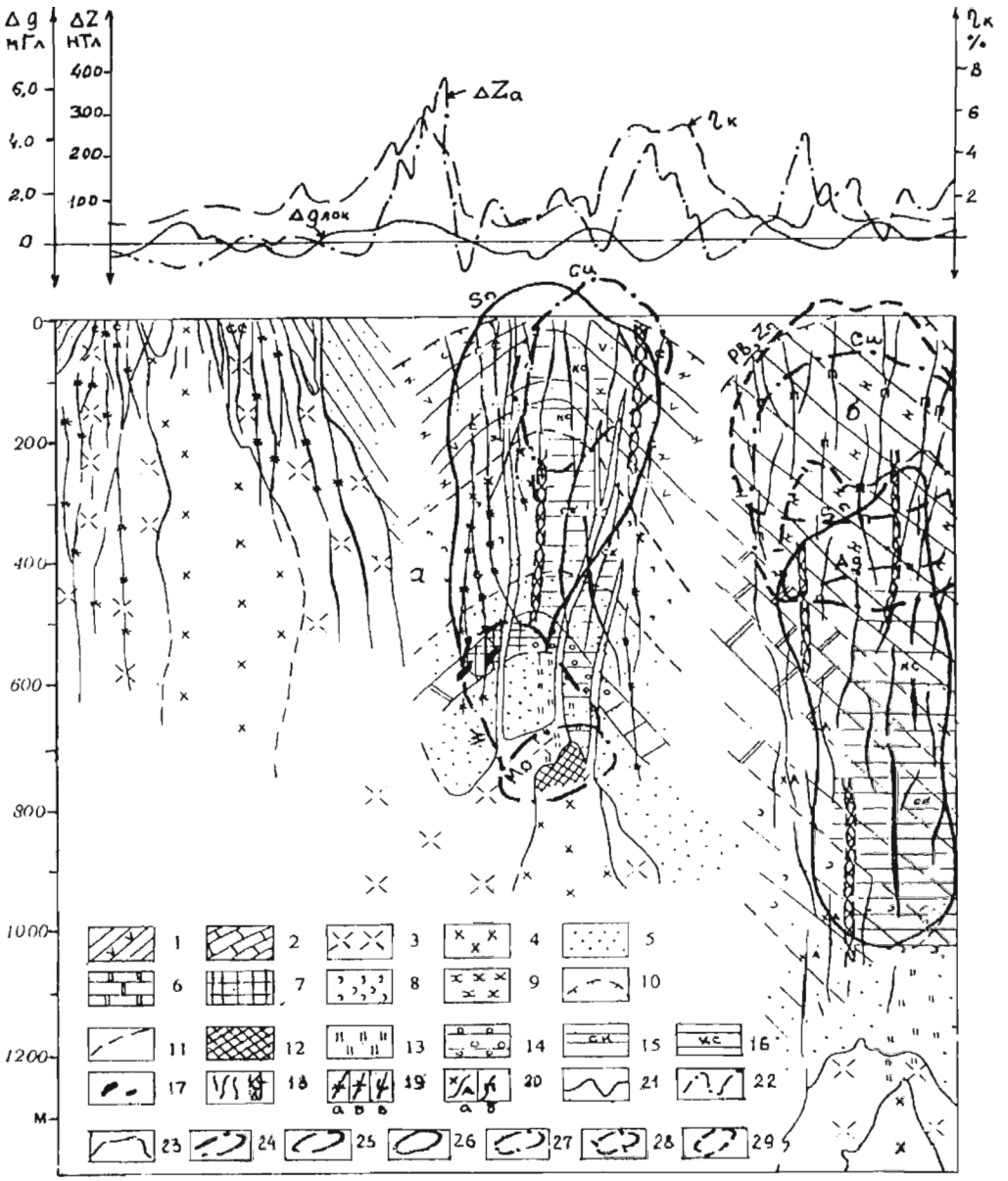


Рис. 7.7. Обобщенная геолого-генетическая модель месторождений силикатного (а) и сульфидного (б) типов железисто-полиметалльно-оловянной формации.

1-перемежающиеся вулканогенно-терригенные отложения; 2 - карбонатные породы; 3-4-оловоносный магматический комплекс диорит-монцогранодиорит-гранитной формации: 3-гранодиориты главной интрузивной фазы, 4-граниты заключительной интрузивной фазы; 5-9-контактово-метаморфизованные породы: 5-биотитовые роговики, 6-мраморы, 7-скарны, 8-серицитизированные породы, 9-хлоритизированные породы; 10-граница ореола контактового метаморфизма; 11-граница раздела контактово измененных пород; 12-20-зоны развития рудно-минеральных ассоциаций и метасоматических изменений: 12-молибденит-шеелитовая в полевошпат-серицит-кварцевых метасоматитах, 13-вольфрамитовая в кварцевых метасоматитах, 14-касситерит-станнин-норденшельдиновая, наложенная на полевошпат-эпидот-скаполитовые метасоматиты,15-станнин-касситеритовая, наложенная на пироксен-эпидот-полевошпатовые метасоматиты, 16- касситерит-станниновая наложенная на амфибол-пироксеновые метасоматиты, 17-сульфидные рудные тела в скарнах, 18-жильные зоны (I) и зоны дробления (II), 19-кварц-касситеритовые жилы с турмалином (а), хлоритом (б), сульфидами (в), 20-кварц-касситеритовые жилы с арсенопиритом, халькопиритом (а) и полиметаллами (б); 21-23-геофизические аномалии: 21-гравиразведки, 22-магниторазведки, 23-электроразведки-ВЭЗ ВП; 24-29-геохимические аномалии: 24-молибдена, 25-вольфрама, 26-олова, 27-меди, 28-серебра, 29-свинца и цинка.

Крупные и весьма крупные оловорудные месторождения, а также месторождения высококачественных оловянных руд представляют особый интерес для прогноза и оценки. Они присущи как редкометалльно-вольфрам-оловянной, так и железисто-полиметалльно-оловянной формациям. В первой они наиболее характерны для жильно-штокверкового грейзенового и штокверково-жильного кварцевого геолого-промышленных типов, во второй – для жильного силикатного, в меньшей степени - для жильно-прожилкового сульфидного типов. Полиформационные месторождения в основном также крупные и весьма крупные.

Общими в формировании крупных и весьма крупных месторождений олова являются длительность, полнота, завершенность и значительные масштабы рудогенерирующих магматических и рудообразующих процессов.

К числу важнейших особенностей формирования крупных месторождений редкометалльно-вольфрам-оловянной формации можно отнести: локализацию месторождений в рудоносных блоках областей пересечений продольных магмо-рудоконтролирующих глубинных разломов поперечно-секущими зонами повышенной проницаемости; формирование месторождений не в интрузивно-околоинтрузивных, а в надынтрузивных зонах, на удалении сотен метров от скрытых на глубине рудогенерирующих куполо-гребнеобразных гранитных интрузий заключительных фаз внедрения оловоносных магматических комплексов с образованием в надынтрузивных зонах крупных протяженных линейно-штокверковых грейзеновых, кварцевых жильных и жильно-прожилковых рудных тел, глубина распространения которых порой достигает 500-600 м (Правоурмийское, Пыркакай, Сырымбет и др.); интенсивно проявленный в связи с рудопродуктивными гранитами заключительных интрузивных фаз кремний-фторовый метасоматоз, телескопированный с продуктами более ранних калиевого и натриевого метасоматоза и сопровождаемый рассеянной оловянной минерализацией практически на всем интервале зонально построенных метасоматических колонн с локализацией промышленного оруденения в их центральных и верхних частях; отчетливо и полно проявленную в крупных месторождениях низкоградиентную прямую температурную зональность отложения относительно рудопродуктивных гранитных интрузий.

Наиболее существенными особенностями формирования крупных месторождений железисто-полиметалльно-оловянной формации являются:

- локализация оруденения в узлах сочленений поперечно-секущих глубинных разломов с сопряженными разрывными нарушениями иных направлений,
- независимость масштабов и глубины распространения оруденения от пространственного соотношения месторождений и интрузивных проявлений оловоносных комплексов, имеющих общий глубинный магматический источник и связанных лишь парагенетически, что выражается в локализации крупных объектов как в пределах массивов гранитоидов и вблизи них (м-ния Валькумей, Депутатское, Дубровское), так и на значительном от них удалении (м-ния Фестивальное, Арсеньевское, Мушистон и др.),
- наложение пред- и синрудных гидротермальных турмалиновых, сидерофиллитовых, хлоритовых метасоматитов на ореолы контактово-метаморфических биотитовых роговиков, снижающее неблагоприятное влияние последних на рудоотложение [28], способствующее распространению рудоносных растворов в верхние горизонты месторождений и значительно увеличивающее тем самым вертикальный диапазон оловянного оруденения,
- преобладающее развитие четко проявленной прямой низкоградиентной стадийной зональности оруденения с последовательной сменой снизу вверх и к флангам месторождений рудных и минеральных ассоциаций ранних стадий поздними.

Проявленная на крупных месторождениях в рамках минерализации отдельных стадий (особенно в продуктивной) температурная зональность отложения выражается в заметных изменениях термоэлектрических свойств типоморфных минералов (арсенопирита, пирита и др.), содержаний и состава примесных элементов в главных рудных минералах и минеральных форм отдельных элементов (серебра, висмута) с образованием рядов температурной зональности отложения минералов, в частности, серебра (снизу вверх): матильдит, павонит — кутинаит, штромейерит, наказеит — фрейслебенит, миаргирит.

Качество оловянных руд определяется их минеральным и вещественным составом (типом руд) и содержанием олова, которые оказывают решающее влияние на степень его извлечения в товарный продукт.

Основные признаки наиболее высококачественных оловянных руд: простота минерального состава с преобладанием минералов легкой фракции (кварц, полевые шпаты, слюды и др.), высокие содержания олова (высокие десятые доли – первые проценты), сконцентрированного в ограниченном количестве собственных минералов достаточной крупности, малое количество сульфидов. Все это обусловливает высокое извлечение олова из руд – не менее 70-85%. К числу

таких руд относятся преобладающая часть руд кварцевого промышленного типа (м-ния Иультин, Маучи) и участки богатых руд в месторождениях грейзенового типа (м-ния Тигриное, Хинганское, Сырымбет). В ряде случаев качество этих руд повышается также за счет извлекаемых ценных попутных компонентов - вольфрама, редких элементов. Сюда же следует отнести участки богатых малосульфидных руд в месторождениях силикатного типа без тонкого взаимопрорастания касситерита и турмалина (м-ния Депутатское, Дубровское, Соболиное). Руды месторождений силикатного типа в основном монометалльны, но иногда в них промышленную ценность представляет медь (м-ние Фестивальное). Эти руды пользуются спросом не только у нас, но и за рубежом. Руды месторождений сульфидного типа традиционно относятся к труднообогатимым с низким извлечением олова (45-60%) из-за тесного срастания тонкозернистого касситерита и станнина с сульфидами, наличия сульфостаннатов и, следовательно, считаются рудами невысокого качества. Вместе с тем эти руды наряду с оловом содержат многочисленные попутные компоненты: цинк, свинец, сурьму, серебро и др., извлечение которых при применении комбинированных обогатительно-металлургических методов переработки составляет не менее 70%, а олова - 80% и более. В Китае из подобных руд месторождений района Гэцэю извлекается семнадцать элементов. Руды Боливийских месторождений этого типа характеризуются процентными содержаниями олова. Определенный интерес представляют окисленные олово-сульфидные руды и руды кор выветривания, содержащие наряду с касситеритом вторичные минералы олова (гидростаннаты, варламовит) и характеризующиеся дезинтеграцией рудного материала и выносом вредных примесей.

Высококачественные оловянные руды встречаются в месторождениях всех геолого-промышленных и формационных типов, имея при этом свои особенности в зависимости от структурных условий локализации, способов рудоотложения и ряда других факторов.

Одним из важнейших факторов локализации богатых оловянных руд является структурный. К наиболее благоприятным структурным условиям локализации богатых оловянных руд различных типов относятся следующие:

- для жильных месторождений кварцевого, силикатного, иногда сульфидного типов - участки пересечений рудовмещающих трещин разного простирания и падения, сочленений и разветвлений по падению и восстанию крупных хорошо проработанных трещинных структур, изгибов, выполаживаний и выкручиваний разломов с образованием раздувов и трещин оперения,

- для руд месторождений грейзенового и сульфидного типов более характерны зоны повышенной трещиноватости с образованием протяженных линейных штокверков и минерализованных зон. Богатые руды в брекчиевых телах и под структурными экранами в основном присущи месторождениям силикатного и сульфидного типов.

Характерно, что богатые оловянные руды в одних случаях выполняют весь объем рудных тел, например, в жилах крупных месторождений кварцевого типа и рудных залежах олово-сульфидных месторождений, в других - образуют локальные обогащенные участки различной морфологии. Это крутопадающие рудные столбы на жильных месторождениях кварцевого и силикатного типов и в штокверках надынтрузивных грейзенов, пологие залежи серповидного и линзовидного сечений внутри штокверков интрузивных грейзенов, крутые и пологие кулисообразные залежи в трубообразных и субпластовых телах месторождений сульфидного типа.

Примечательная особенность богатых руд месторождений сульфидного типа – преимущественная приуроченность к областям широкого развития карбонатных и различного рода вулканогенных пород, по-видимому, являющихся наиболее благоприятной средой для такого рода рудоотложения. При этом в карбонатных средах благоприятными факторами являются *"загрязнение" их глинистыми частицами и остатками фауны для оловянных руд колчеданного* типа и преобладание доломитовой составляющей - для оловянных руд сульфосольно-сульфидного типа.

Другая не менее характерная особенность образования богатых руд в месторождениях сульфидного, а также силикатного типов с присущей им многостадийной минерализацией - телескопированность последней, которая приводит к последовательному накоплению олова и ценных попутных компонентов.

7.5. Методические приемы подсчета прогнозных ресурсов

Главный и необходимый элемент прогнозирования рудоносных площадей и объектов создание прогнозно-металлогенических карт (ПМК), составляющих единый иерархический ряд для прогнозных площадей разных рангов, в котором масштаб карт может меняться от 1:1000000 до 1:10000 в зависимости от уровня их информативности. Многолетней практикой установлено, что каждый последующий масштаб ПМК должен быть крупнее предыдущих в 4-5 раз, что обеспечивает качественное изменение информации. Для прогнозирования оловорудных площадей различного иерархического уровня наиболее информативными являются ПМК следующих масштабов: для прогнозирования рудных районов – 1:1000000– 1:200000, рудных узлов и полей - 1:50000 –1:25000 и месторождений –1:10000 и крупнее. Учитывая, что длительность эффективного использования ПМК составляет в целом не более 10 лет [42], в настоящее время назрела острая необходимость замены ПМК, созданных в конце 80-х гг., картами нового поколения. В комплект ПМК для оловоносных площадей должны входить следующие составляющие:

-структурно-формационная схема, базирующаяся на геологической и тектонической основе с использованием геофизической (главным образом грави – электро- и магнитометрической) информации и данных о рудно-формационных и (или) геолого-промышленных типах оруденения,

-блок рудно-геохимической нагрузки.

Для повышения достоверности прогноза на основе научного анализа ПМК, являющихся комплексным весьма информационноемким продуктом, необходимо создание обобщенных, нередко геометризированных геолого-геохимически-геофизических моделей, составляющих, так же как и ПМК, единый иерархический ряд, в который каждая модель — от модели рудного района (реже металлогенической зоны), рудных узлов и полей до модели месторождений и нередко отдельных рудных тел - хорошо вписывается и является частной по отношению к предыдущей.

Ресурсы оловянных руд оцениваются с помощью совокупности различных методов, главные из которых геологические, геофизические, геохимические и математические. Методы прогнозирования и оценки могут быть как качественные – методы аналогий и экспертных оценок, структурно-геометрические, минералогические, так и с выходом на количественные характеристики – геохимические, геофизические и математические (логико-информационные). Как правило, на всех этапах прогноза и оценки происходит комплексирование качественных и количественных методов, меняется характер самих методов, однако с увеличением детальности прогноза возрастает роль количественных методов.

Геологические методы. Наиболее эффективный и нередко единственно возможный для определения прогнозных ресурсов крупных и целостных оловоносных структур, выявленных при региональных исследованиях - метод аналогии [16]. Он состоит из ряда последовательных операций:

1. Оконтуривание металлогенической зоны, района согласно рассмотренным в предыдущих разделах критериям; определение формационной и геолого-промышленной принадлежности потенциального оруденения, что весьма важно, так как непосредственно влияет на выбор эталонного объекта. Основные эталонные объекты разнотипного оловянного оруденения приведены в табл. 7.3. Для грейзенового оруденения интрузивно-околоинтрузивного типа это район Рудных гор (Германия и Чехия) и месторождение Одинокое (Якутия), для грейзенового оруденения надынтрузивного типа – Баджальский район в Хабаровском крае и Средне-Уссурский в Приморском крае, для кварцевого типа – Иультинский район в Чукотском автономном округе, для оруденения силикатного типа, турмалинового подтипа – Комсомольский район в Хабаровском крае, хлоритового подтипа – Кавалеровский район в Приморском крае, для колчеданно-сульфидного и сульфосольно-сульфидного подтипов оруденения сульфидного типа – Арминский район в Приморском крае, районы Гэцзю и Дачан в Китае.

Для типизации прогнозируемых ресурсов категории P_3 помимо общегеологических признаков могут быть использованы петрографо-геохимические – средние содержания главных компонентов и элементов-примесей в изверженных породах, характерные и устойчивые в конкретных регионах с определенным типом оловорудной минерализации [12].

2. Предварительное определение прогнозных ресурсов олова оцениваемых структур с помощью экспертных оценок, имеющих характер прямого и самого общего сопоставления изучаемых и эталонных площадей.

3. Уточненный подсчет прогнозных ресурсов категории P_3, производимый по формуле Н.А.Быховера [5]:

$$Q = K \cdot q \cdot v, \text{ где} \qquad (7.1)$$

q – удельная рудоносность эталонной площади (т/км^2), подсчитанная с учетом существующих промышленных кондиций, для редкометалльно-вольфрам-оловянной формации ее величина находится в интервале 2-28, для железисто-полиметалльно-оловянной– 3-7 [22],

v – геометрические параметры площади (км^2) при глубине подсчета, равной максимальной глубине отработки разнотипных месторождений олова,

K – поправочный коэффициент ($0<K<1$), устанавливающий степень подобия оцениваемой площади эталонной.

Формационные характеристики и промышленная систематика оловорудных месторождений, основные определяющие при мелкомасштабном прогнозировании, позволяют локализовать прогнозные площади только до уровня рудного района. Формационная типизация наряду с общими приемами может быть экспрессно проведена с помощью минералогических методов и, в частности, изучения типоморфизма главного промышленного минерала олова – касситерита.

Оценку рудоносного потенциала крупных территорий можно произвести также с помощью структурно-геометрического метода путем выделения и изучения сквозных рудоконцентрирующих структур и приуроченных к ним узлов длительной эндогенной активности [37], образующих в ряде регионов прогнозную сетку.

При оценке рудных узлов и полей качественные геологические критерии подкрепляются прямыми признаками –проявлением оруденения. Принципиальное отличие количественного прогнозирования этой стадии от предшествующих региональных работ заключается в возможности перехода к оценке прогнозных ресурсов, исходя из указанных прямых признаков.

Подсчет прогнозных ресурсов категории P_2 слабо эродированного оруденения ведется по формуле, предложенной А.П.Солововым [36]

$$Q = \frac{1}{40} P_{РТ} \cdot 0{,}8h, \text{ где} \qquad (7.2)$$

$P_{рт}$ – площадная продуктивность оруденения в коренном залегании,

h – вероятная вертикальная протяженность оруденения, выбранная на основе определения формационной принадлежности оруденения,

0.8 – поправочный коэффициент.

Для оруденения, вскрытого эрозией до центральных частей, соответственно:

$$Q = \frac{1}{40} P_{РТ} \cdot 0{,}5h \qquad (7.3)$$

При крупномасштабном локальном прогнозировании существенные факторы оценки: морфоструктурный метод выделения куполовидных очаговых структур, с которым на Дальнем Востоке связывается скрытое оловянное оруденение [33], минералогические методы, позволяющие определить уровень эрозионного среза - метод термоэлектрической параметрии минералов на основе смены с глубиной электронного и электронно-дырочного типов проводимости арсенопирита на дырочный [24], метод изучения отношения Ag и Sn в галенитах, позволяющий прогнозировать смену с глубиной полиметаллического оруденения оловянным [11] при колебании отношения Ag и Sn в пределах 20,0-30,0, в то время как в чисто серебро-полиметаллических объектах оно значительно выше (95.4-171.0). Кроме того, для определения температурной зональности на оловорудных объектах может быть применен метод декрипитации – изучение газово-жидких включений в типоморфных минералах.

При оценке и разведочных работах на месторождении определение прогнозных ресурсов категории P_1 выполняется на основе материалов, используемых для подсчета запасов категории C_2. За пределами подсчетных блоков, т.е. на флангах и на более глубоких горизонтах месторождения и отдельных рудных тел, производится экстраполяция (обычно на половину подсчетной глубины, но не ниже отрабатываемой) и проводится условный контур прогнозных ресурсов категории P_1. При экстраполяции учитываются вероятные уменьшение мощностей и выклинивание

рудных тел в соответствии с установленными для конкретных промышленных типов глубинами распространения оруденения, а также снижение содержаний олова на флангах и на глубине. Оценка осуществляется тем же методом, что и подсчет запасов категории C_2.

Геофизические методы. При региональном прогнозе в последние годы получили широкое распространение новые космоаэрофото-геофизическо-геохимические методы [32]. С их помощью производится локализация перспективных площадей до уровня рудного поля, месторождения. Последнее достигается комплексными аэросъемками с высокоточной современной аппаратурой на базе выполненных ранее для всей территории России аэромагнитных и аэрогаммаспектрометрических съемок.

Создание региональных прогнозно-поисковых моделей во многом базируется на информации, получаемой при глубинном сейсмическом зондировании, позволяющем выделить главные сейсмические признаки консолидированной части земной коры, которые можно использовать как косвенные критерии для выявления районов с определенным формационным типом оруденения [3]. Эти признаки связаны с аномальными значениями v_p/v_s и v_p. Детальность отрисовки земной коры на моделях зависит от их масштаба. Для рудных районов приводится разрез всей земной коры, для рудных узлов – ее верхнего (гранитного) слоя, для полей – верхней части гранитного слоя, месторождений – приповерхностной части земной коры.

Положительный пример использования наземных геофизических методов при мелкомасштабном прогнозировании получен для планшета миллионной разграфки Хабаровского края [14]. Используя неоднородность остаточных аномалий силы тяжести, преимущественную ориентировку изолиний ΔT и Δg, авторами выделена большая аномальная область, захватывающая окрестности Комсомольского рудного района.

При локальном прогнозировании, в меньшей степени среднемасштабном, выявляются следующие основные геофизические критерии, косвенно указывающие на возможность обнаружения оловянного оруденения:

1. Гравитационные минимумы, фиксирующие скрытые гранитоидные тела.

2. Аномалии вызванной поляризаци - к> 2% и естественного электрического поля - >50 миливольт.

3. Повышенная корреляция между гравитационными и магнитными аномалиями [1].

Подобные благоприятные факторы были выявлены для хорошо изученных Кавалеровского, Комсомольского и Хинганского районов Приморского и Хабаровского краев [14], а также для одного из районов Восточной Якутии [23].

Геохимические методы. Для крупных рудоносных геологических структур и районов разработаны [4] прямые геохимические способы расчета прогнозных ресурсов – возможных запасов еще не открытых месторождений, основывающиеся на установленный эмпирической зависимости суммы запасов полезных ископаемых в ранговом ряду месторождений:

$Q = q_{max} \ln N$, где (7.4.)

где Q – общие запасы невывявленных месторождений,

$N = q_{max}/ q_{min}$,

q_{max} и q_{min} -запасы месторождений, представляющих крайние члены рангового ряда месторождений.

Распределение запасов в ранговом ряду подчиняется закону Лотка-Брэдфорда-Ципфа [4].

Геодинамически-космоспектральные аномалии, выявленные в последние годы в процессе подспутниковой гидрохимической съемки с прецезионным определением концентрациии благородных, редких, цветных и черных металлов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, приурочены к крупнейшим оловорудным объектам, в частности в Кавалеровском и Пыркакайском рудных районах [2].

Подсчет прогнозных ресурсов категории P_3 может быть произведен по методике, основанной на данных литохимических съемок по потокам рассеяния [35]. Подсчеты ведутся по формуле:

$$Q_H = \frac{1}{K' K} \sum_{i=1}^{m} \Gamma_i \frac{1}{40} H, \text{ где} \qquad (7.5.)$$

H – глубина подсчета ресурсов, выбранная по геологическим соображениям и на основе элементного состава аномалий и представлений о вертикальной зональности, м; при недостатке данных предлагается глубину ограничить до 200 м,

P_1 – устойчивые значения продуктивностей отдельных потоков рассеяния по смежным руслам, дренирующим данный участок, $м^2 \cdot \%$,

К'К – местные значения коэффициентов соответствия, связывающие значения продуктивности потока и вторичного ореола (P') и вторичного ореола и оруденения в коренном залегании (P).

Большинство геохимических методов используется при локальном прогнозе – определении перспектив конкретных месторождений и рудных тел. С их помощью дается оценка уровня эрозионного среза рудных тел, в которой используются монотонные изменяющиеся с глубиной отношения произведений и сумм средних геометрических содержаний разноуровневых элементов друг к другу (табл. 7.4.), а также методом количественного сравнения концентрационных рядов химических элементов с эталонным рядом.

Таблица 7.4.

Коэффициенты (критерии) уровня среза	Эталонные значения коэффициентов (критериев) для различных уровней среза оловорудных месторождений				
	надрудный	верхнерудный	среднерудный	нижнерудный	подрудный
$\frac{Pb \cdot Zn}{Bi \cdot W}$	$>3 \cdot 10^5$	$3 \cdot 10^3$-$1 \cdot 10^3$	$1 \cdot 10^4$-$5 \cdot 10^2$		$<5 \cdot 10^2$
$\frac{Pb \cdot Zn \cdot As}{Cu \cdot Bi \cdot W}$	$>5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^2$		$<5 \cdot 10^2$
$\frac{Pb \cdot V \cdot Sb}{Bi \cdot Mo \cdot W}$	$>1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^3$-$1 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^4$-$2 \cdot 10^2$		$<2 \cdot 10^2$
$\frac{Pb \cdot Zn \cdot V}{Cu \cdot Bi \cdot W}$	$>1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^3$-$5 \cdot 10^3$	$5 \cdot 10^3$-$2 \cdot 10^2$		$<2 \cdot 10^2$
$\frac{Pb + Zn}{Sn + Cu} \cdot m$	>10	10-5	5-1	1-0,3	<0,3

Примечание. По данным А.И.Бураго (1973).

Количественная оценка прогнозных ресурсов P_1 по вторичным геохимическим ореолам может быть произведена по формуле А.П.Соловова [35]:

$$Q_н = a\frac{1}{к} \cdot P \frac{1}{40} H, \qquad (7.6.)$$

где величины, входящие в формулу, даны при описании формулы (7.2).

Оценка прогнозных ресурсов скрытого оруденения разработана для сульфидно-касситеритового типа с помощью расчета следующего показателя интенсивности оруденения:

$$\frac{Sn \cdot Ag \cdot Zn \cdot Pb}{V \cdot Co \cdot Ni \cdot Cr}.$$

Положительные результаты получены в процессе гидрохимической съемки на ряде оловорудных объектов, в частности, на месторождениях Приморья, где установлена линейная зависимость между содержанием суммы металлов в водах и масштабом оруденения – для крупных – до 90 мкг/л, средних – 35 мкг/л, мелких – 20 мкг/л, рудопроявлений – 12 мкг/л.

Математические методы. Широкое развитие в последние годы в геологии математических методов с применением электронно-вычислительной техники и компьютерных технологий открывает большие возможности на всех этапах прогноза для анализа накопленного огромного фактического материала. С помощью компьютерных технологий в настоящее время проводятся:

1. Комплексная интерпретация разнородных разномасштабных фото- и картографических материалов с помощью системных программных модулей "Аргумент"[29] с переводом качественной информации в кардинальные характеристики.

2. Разработка моделей и их тестирование на реальных (эталонных) объектах с помощью экспертной прогнозирующей системы "Генезис"[6].

3. Разработка прикладных информационных технологий, позволяющих осуществлять прогноз (моделирование) геологических ситуаций и объектов [38].

Для дальнейшего успешного прогноза в области математических методов необходимо продолжение разработки отечественных разноплановых прикладных информационных технологий при условии их взаимной конвертации и конвертации с общепринятыми международными форматами.

Заключение

Изложенный материал должен послужить для обоснованной оценки прогнозных ресурсов олова в перспективных районах, узлах, полях и месторождениях. Региональные закономерности размещения оловянного оруденения, связь его с определенными рудогенерирующими геологическими (осадочные, магматические) формациями, рудоформационный анализ дают основу для прогнозирования новых оловоносных районов.

Локальные закономерности, такие как приуроченность оловянного оруденения к характерным рудоконтролирующим структурам, связь с гранитоидными интрузиями определенной петро- и геохимической специализации, влияние процессов метаморфизма и метасоматоза, геолого-модельные построения и прогнозно-поисковые критерии, разработанные с учетом ведущих факторов рудоконтроля и рудообразования для разнотипного оловянного оруденения, играют определяющую роль при прогнозе, поисках и оценке перспективных площадей и месторождений в пределах рудных районов, узлов и полей.

Предлагаемые методические приемы оценки и подсчета прогнозных ресурсов категорий P_3, P_2 и P_1 на рудоносных площадях и объектах разного ранга позволяют определять эти ресурсы с достоверностью, обусловленной степенью геологической изученности оцениваемой территории или объекта.

Следует также отметить, что в обозримом будущем ведущими останутся охарактеризованные выше типы оловорудных месторождений, особенно сложные полиформационные месторождения, обладающие весьма крупными запасами и требующие дальнейшей углубленной разработки критериев их прогноза и проведения специального анализа геологической обстановки районов их возможного нахождения.

Литература

1. Антипов В.С. Прогноз слабопроявленного и скрытого оруденения по комплексу аэро- и наземных геофизических и геохимических данных на примере некоторых оловорудных районов Приморья / Экспресс-информация. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1978. С. 28-34.

2. Антипов В.С. Оценка рудоносности территорий по космоспектральным данным и гидрохимическим аномалиям // Отечественная геология, 1999, № 5. С.11-16.

3. Булин Н.К., Егоркин А.В. Многоволновое глубинное сейсмическое зондирование при мелкомасштабных прогнозных исследованиях // Отечественная геология, 1994, № 4. С.43-50.

4. Булкин Г.А. Количественная оценка прогнозных запасов руд / М.: Недра, 1984. 127 с.

5. Быховер А.А. Основные принципы и методы прогноза минеральных ресурсов / М.: ВИЭМС, 1971. 39с.

6. Востроknутов Е.П. "Генезис" – Экспертная система для прогнозно-геологических исследований // Отечественная геология, 1999, № 6. С.27-32.

7. Геология оловорудных месторождений СССР. Под ред. С.Ф.Лугова. В 2-х тт., 3 кн. / М.: Недра, 1971. 954 с.

8. Геология месторождений олова зарубежных стран. Под ред. С.Ф.Лугова, М.Г.Руб / М.: Недра, 1969, 328 с. - Авт.: Р.М.Константинов, С.Ф.Лугов, Б.В.Макеев, М.П.Материков, А.Б.Павловский, М.Г.Руб.

9. Геофизические и геохимические методы поисков и оценки эндогенных месторождений олова. Под ред. Л.Т.Мишина / М.: Недра, 1974. 224с.

10. Григорян С.В. Зональность первичных геохимических ореолов – основа оценки рудопроявлений / В сб.: "Геохимические методы и научно-технический прогресс в геологическом изучении недр. М.: Наука, 1989. С.37-42.

11. Дробот Г.Д., Столяров И.С., Митрофанов Н.П. Поисково-оценочное значение содержаний элементов-примесей Ag и Sn в галенитах из месторождений оловорудных районов // "Геология, методы поисков и разведки м-ний метал.полезн.ископаемых". Отеч. произв.опыт., вып. 6. М.: ВИЭМС. 1988. С.1-7.

12. Иванов В.В., Сиомиор Ю.Н. Петрографо-геохимические критерии оценки масштабов оловорудной минерализации при прогнозно-металлогенических исследованиях. Геохимия, 1980, № 4. С. 585-594.

13. Иванов О.П., Кушпаренко Ю.С., Маршукова Н.К. Технологическая минералогия оловянных руд / Л.: Наука, 1989. 203 с.

14. Количественные методы комплексной интерпретации в рудной геофизике // Методы разведочной геофизики, вып. 15. М.: Недра, 1972. 125 с.

15. Лугов С.Ф. Оловянное оруденение в истории развития земной коры // Советская геология, 1977, № 10. С.46-58.

16. Лугов С.Ф. Месторождения олова - Методическое рук. по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых, ч.3 - "Оценка прогнозных ресурсов цветных металлов" / М.: Мингео СССР, 1989. С. 116-130.

17. Лугов С.Ф., Макеев Б.В. Генетическая и промышленная классификация оловорудных месторождений // Советская геология, 1972, № 5. С.49-60.

18. Макеев Б.В., Политов В.К. Оловорудные месторождения зарубежных стран // Итоги науки и техники, сер. «Рудные м-ния», т.23. М.:ВИНИТИ, 1991. 189с.

19. Маршукова Н.К., Павловский А.Б., Бурова Т.А. Зона окисления оловорудных месторождений // Геохимия, 1986, № 8. С. 1136-1151.

20. Маршукова Н.К., Павловский А.Б., Сидоренко Г.А., Чистякова Н.И. Висмирновит и натанит – новые минералы олова // Зап.Росс.Минералог. об-ва, 1981, ч.110. С.492-500.

21. Материков М.П. Генетические группы и формации оловорудных месторождений // Советская геология, 1964. № 11. С.36-47.

22. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. ч.1. – "Принципы и методы оценки". 2-е изд., переработанное. М.: Мингео СССР, 1989. 174 с.

23. Натапов Л.М., Сиомиор Ю.Н., Уфлянд А.К. и др. Опыт системного анализа при прогнозе и поисках оловянного оруденения // Советская геология, 1983, № 8. С.3-11.

24. Никулин В.Н., Павловский А.Б. Прогнозная оценка оловорудных месторождений методом термоэлектрической параметрии минералов // Разведка и охрана недр, 1986, № 8. С.43-48.

25. Основные типы оловорудных районов. Под ред. С.Ф.Лугова - Авт.: С.Ф.Лугов Б.В.Макеев, А.Б.Павловский, М.Г.Руб, Г.А.Тананаева, И.Н.Томсон / М.: Недра, 1976, 232 с..

26. Павловский А.Б. Формационные и геолого-промышленные типы оловорудных месторождений // Отечественная геология, 1993, № 7. С.41-50.

27. Павловский А.Б., Митрофанов Н.П., Бурова Т.А. Источники и рудноформационные особенности крупных месторождений и высококачественных оловянных руд. Отечественная геология, 1998, № 4. С.21-27.

28. Павловский А.Б., Маршукова Н.К., Митрофанов Н.П., Столяров И.С. Прогноз и оценка глубины распространения оловянного оруденения / М.: Геоинформмарк, 1974. 38 с.

29. Плешаков М.Д., Дерягин А.А. Компьютерная технология районирования и оценки перспективности территории на месторождениях твердых полезных ископаемых (система "Аргумент") // Руды и металлы, 1999, № 1. С. 94-95.

30. Радкевич Е.А. Оловорудные формации и их практическое значение // Советская геология. 1968, № 1. С.14-24.

31. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения / М.: Недра, 1971.

32. Савицкий А.П., Ворошилов Н.А., Голомолзин В.Е. и др. Геофизические методы при прогнозировании и поисках месторождений // Разведка и охрана недр. 1999. № 9-10. С.32-36.

33. Сазонов А.А. Морфоструктурный анализ при локальном прогнозировании эндогенного оруденения // Советская геология, 1989, № 5. С. 15-25.

34. Смирнов В.И. О классификации магматогенных рудных месторождений // Вестник МГУ, 1967, № 5. С.28-35

35. Смирнов С.С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях / Избр. тр. АН СССР. М.: 1955. С. 129-133.

36. Соловов А.П Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых / М.: Недра, 1983. 294с.

37. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Козлов В.В. и др. Изучение сквозных рудоконцентрирующих структур в прогнозных целях (Методические рекомендации) / М.: Мингео СССР, 1989. 62 с.

38. Черемисина Е.Н., Карпузов А.Ф. Прикладные информационные технологии при решении задач геокартирования и прогноза месторождений // Разведка и охрана недр, 1997, № 6. С. 23-24.

39. Шаталов Е.Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей с эндогенной минерализацией / В кн.: "Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов". М.: Недра, 1965. С.248-298.

40. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации / Л.: Недра, 1968. 180с.

41. Щеглов А.Д. Металлогения срединных массивов / Л.: Недра, 1972. 148с.

42. Щеглов А.Д., Терентьев В.М., Марков К.А. Проблемы и концепция прогнозно-металлогенических исследований // Советская геология, 1992, № 2. С. 41-50.

8. БОКСИТЫ

8.1. Размещение месторождений в земной коре, связь с геологическими формациями. Классификации месторождений

Размещение месторождений бокситов в тектонических структурах земной коры

Закономерности размещения месторождений бокситов в земной коре освещены в работах [5, 7, 9, 25, 28, 30, 31]. Установлено, что основной фактор возникновения бокситорудных объектов на платформах - наличие восходящих движений сводового типа или этапов планации при переходе от режима воздымания к прогибанию.

Как для древних, так и для молодых ***платформ*** характерно расположение месторождений в областях погружения под осадочный чехол крупных структур складчатого основания (щитов, антеклиз, сводов) либо на крыльях крупных прогибов и синеклиз. Наиболее важными бокситоносными структурами платформ являются щиты (Балтийский, Украинский, Казахстанский, Либерийский, Индийский, Бразильский, Гвианский и др.), антеклизы и антиклинальные поднятия (Воронежская, Тиманская, Енисейский кряж и др.). К Балтийскому щиту приурочена Северо-Онежская группа месторождений. К южной части Украинского кристаллического щита приурочены месторождения Высокопольского бокситорудного района. Наиболее крупные месторождения Казахстанского щита сосредоточены на его юго-западном склоне (Амангельдинская группа). Проявления бокситов выявлены на юго-западном склоне Анабарского щита Сибирской платформы.

К Либерийскому (Гвинейскому) щиту Западной Африки приурочены крупнейшие в мире месторождения высококачественных латеритных бокситов. На северной и западной окраинах Австралийского щита и в северной части Гвианского щита локализованы крупнейшие в мире полигенные месторождения бокситов высокого качества. Аналогичные рудные объекты известны на Индийском и Бразильском щитах.

На юго-западном склоне Воронежской антеклизы сосредоточены латеритные месторождения Белгородского бокситорудного района КМА, на восточном и юго-восточном склонах Тиманской антеклизы - месторождения Средне-Тиманского и Южно-Тиманского бокситорудных районов. На территории Енисейского мегантиклинория располагаются многочисленные мелкие месторождения Приангарского бокситорудного района. К своеобразной куполовидной структуре приурочены месторождения Чадобецкого бокситорудного района.

Образование бокситовых месторождений ***складчатых областей*** происходило как в эвгеосинклинальных, так и в миогеосинклинальных зонах, а также в пределах срединных массивов. Поскольку бокситы генетически являются континентальными образованиями, их накопления связаны с положительными палеоструктурами, периодически возвышавшимися над уровнем моря в течение значительных отрезков времени (первые миллионы лет). В эвгеосинклинальных зонах ареной бокситонакопления служили поднятые рифовые острова – крупные (типа Ямайки, Гаити) и мелкие (поднятые атоллы), протягивающиеся в виде островных дуг и кордильер над зоной субдукции и окруженные глубоководными депрессиями. Подобные структуры выделены на Урале на месте Тагило-Магнитогорского прогиба, где в раннем-среднем девоне существовали островные гряды – Кумбинская, Салдинская и др., с которыми связаны месторождения высококачественных бокситов [2]. В Средиземноморском поясе в поздней юре-палеогене островные дуги существовали на месте Лигурийско-Пьемонтского, Вардарско-Северо-Анатолийского и Динаро-Гаврского прогибов. В миогеосинклинальных зонах благоприятные условия для бокситообразования существовали на площадях осушенных береговых и барьерных рифов вокруг плоских и обширных островов, поднявшихся вдоль границы мелкого и глубокого шельфа.

На Урале такую позицию занимает внешний край Восточно-Европейского кратона, вовлеченного, начиная с ордовика, в компенсированное погружение. Западная его часть – Чусовская подзона - представляла собой в раннем-среднем девоне область мелководного шельфа. Восточнее располагалась зона более глубокого шельфа, отделенная от глубоководного бассейна цепочкой островов, окаймленных девонскими рифами (Бельско-Елецкая подзона). Бокситы связаны именно с Бельско-Елецкой подзоной. В Средиземноморской области полоса шельфа прослеживалась в юрско-меловое время вдоль окраины Центрального Французского массива, во внешних Динаридах, Венгерском Среднегорье, Аппенинах.

Связь с геологическими формациями

Возникновение бокситовых месторождений связано с группой гипергенных формаций, возникших в эпохи континентальных перерывов при благоприятных для интенсивного химического выветривания климатической и тектонической обстановках (*группа формаций коры выветривания*) [15, 19, 25]. Такие эпохи отражены в разрезе региональными несогласиями и наличием континентальных толщ. Однако не все континентальные формации бокситоносны: продуктивными являются формации, приуроченные к региональным несогласиям, разделяющим структурные этажи, прежде всего - дислоцированный фундамент и платформенный чехол (Воронежская, Украинская и Тиманская антеклизы, частично восточный склон Балтийского щита), либо располагающиеся в основании одного из верхних структурных этажей (Северо-Онежский и Тихвинский районы, Южный Тиман, Северный Урал). В составе группы формаций коры выветривания отчетливо выделяются бокситоносные формации. Главные из них *латеритная, бокситоносная терригенная и бокситоносная терригенно-карбонатная формации.* Первая формируется как бокситоносная кора выветривания по коренным породам в виде сплошных покровов (латеритные покровы), вторая и третья – как кора по продуктам разрушения и переотложения коренных и в различной степени выветрелых пород.

Латеритная формация характерна для краевых частей крупных внутриплатформенных поднятий (антеклиз, щитов, сводов т.д.). Ее возникновение связано с восходящим развитием сводового типа или с этапами планации при переходе от режима воздымания к прогибанию. Формация развивается в континентальных условиях. Латеритные покровы располагаются на холмах или платообразных возвышенностях, достигая максимальной мощности на их склонах. К наиболее крупным бокситовым объектам латеритного типа относятся месторождения Гвинеи (Боке, Фриа), Бразилии (Трамбетас, Парагоминас), Индии (Панчпатмали) и многих других стран тропического пояса, России (м-ния Висловское в Белгородском рудном районе и Верхне-Щугорское на Среднем Тимане).

Континентальная бокситоносная терригенная формация наиболее широко распространена на территории России. Она связана, как правило, с базальными горизонтами трансгрессивных серий осадков. Формация образовалась на окраинах щитов и антеклиз по периферии платформы, а также в обрамлении крупных внутриплатформенных поднятий. Породы формации выполняют депрессии палеорельефа (эрозионные – лога, долины, котловины, карстовые – воронки, колодцы, котловины), разделенные обширными "эрозионными окнами" – участками эродированных палеоводоразделов. Продуктивная часть формации располагается в ее нижней части, представлена бокситами с обломочной и конкреционной структурой. На территории России к ней относится раннекаменноугольная континентальная терригенная пестроцветная формация Русской платформы, широко развитая на ее западной (Онего-Тихвинский регион – Иксинское, Плесецкое м-ния), южной (юг Московской синеклизы) и восточной (юго-восточные склоны Тимана – Верхне-Ухтинское м-ние) окраинах, и мел-палеогеновая бокситоносная терригенная формация Западной и Средней Сибири [13, 14, 17, 19, 33]. К крупнейшим зарубежным объектам этого типа относятся широкие шлейфы, размещенные на низких педиментах, обрамляющих возвышенности, и сложенные конкреционными (бобовыми, пизолитовыми, оолитовыми) и обломочными рудами. Это кайнозойские месторождения Австралии (Вэйпа, Гоув, Дарлинг, Рэйдж), Гайаны (Маккензи) и др.

Бокситоносная терригенно-карбонатная формация распространена в складчатых областях. Крупные месторождения бокситов формировались чаще всего на рифогенных карбонатных породах, развитых по периферии поднятий островных дуг, и приурочены к относительно кратковременным перерывам в осадконакоплении. В России с этой формацией связаны крупные месторождения Северо-Уральского бокситорудного района (СУБРа). Породы формации про-

слеживаются прерывистой полосой вдоль восточного склона Полярного, Приполярного, Северного и Среднего Урала. Формация размещена на склонах островных гряд, возникших в позднем силуре – среднем девоне на месте вулканических поясов. Рудоносная толща приурочена к обширной сложно построенной эрозионно-карстовой котловине, занимающей всю центральную часть рифа и сформированной в эпоху раннеэйфельского континентального перерыва. Была образована очень крупная пластообразная залежь, представленная высококачественными бокситами значительной мощности – от нескольких до 30 м. Залежь разделена разрывными нарушениями на ряд блоков, соответствующих отдельным месторождениям: Красная Шапочка, Кальинское, Ново-Кальинское, Черемуховское и Сосьвинское [1, 2, 3, 4, 10, 12].

Существенную роль в формировании и локализации бокситовых месторождений играют *формации подстилающего и перекрывающего комплексов*.

Для элювиальных формаций состав подстилающего комплекса определяет саму возможность латеритообразования, для континентальной терригенной и терригенно-карбонатной – непосредственно влияет на рудоконтролирующий рельеф. В бокситорудных районах Русской платформы наиболее благоприятными являются кварцито-сланцевый (на КМА), либо карбонатно-сланцевый (на Тимане) состав пород дорудного основания (бокситоматеринского субстрата) [11, 20, 26, 31, 36, 37]. Для рудных объектов, связанных с терригенной и терригенно-карбонатной бокситоносными формациями, состав пород дорудного основания в значительной степени определяет природу мезо- и микроформ рудоконтролирующего рельефа. На западе Русской платформы (в Северо-Онежском и Тихвинском бокситорудном районах) в составе подстилающего комплекса преобладают песчано-глинистые породы венда и девона. Рельеф дорудного основания структурно-эрозионный и эрозионный [8, 13, 33]. На востоке и юге платформы, а также на Урале в подстилающем комплексе доминирующая роль принадлежит глинисто-карбонатным и карбонатным породам: среднедевонским на Северном Урале, позднедевонским в Подмосковье, на Южном Тимане и Южном Урале. Поэтому в рельефе рудоконтролирующей поверхности повсеместно преобладают карстовые и эрозионно-карстовые формы. Эрозионно-карстовый микрорельеф склонов и палеоводораздельных пространств оказывает существенное влияние и на формирование бокситорудных объектов Среднего Тимана: здесь в изобилии встречаются карстовые воронки, щели-западины, глубокие карманы, выполненные осадочно-латеритными бокситами высокого качества.

Природа формаций перекрывающего комплекса определяет сохранность месторождений бокситов. Быстрое погружение под уровень трансгрессирующего бассейна и перекрытие бокситоносных образований лагунными илами обеспечивает наиболее высокую степень сохранности рудных объектов (месторождения СУБР); карбонатное перекрытие, не стимулирующее ресилификационные процессы, обеспечивало и лучшую сохранность руд. Для платформенных бокситов (латеритной и терригенной формаций) достаточно благоприятным стало их перекрытие континентально-лагунными и континентальными приморскими образованиями (месторождения КМА, Северной Онеги, Среднего и Южного Тимана). Однако их качество существенно ниже вследствие вторичных процессов (шамозитизация, каолинизация), стимулируемых кремнекислыми восстановительными водами, связанными с терригенным перекрытием.

Классификации месторождений бокситов

Большинством исследователей к настоящему времени принята латеритная теория происхождения бокситов. Их возникновение связывается исключительно с процессами латеритного выветривания алюмосиликатных пород. Накопление рудного вещества может происходить либо непосредственно в корах выветривания с образованием элювиальных бокситов, либо в разрезах осадочных пород за счет перераспределения вещества кор выветривания. Различное течение этих процессов в разных ландшафтных условиях определяет разнообразие возникающих генетических типов бокситов и их месторождений. По условиям реализации латеритного процесса выделяются два основных генетических типа бокситов: латеритный и осадочно-латеритный [28, 29, 34].

Латеритные бокситы - результат глубокого химического выветривания алюмосиликатных материнских пород различного состава (метаморфических, изверженных, осадочных), богатых глиноземом и бедных кварцем, в процессе выноса из них щелочных элементов и кремнезема и накопления гидроксидов алюминия, железа и титана. Для них характерно сохранение реликтовых структур пород субстрата, наклонное залегание и литологическая неоднородность последнего.

Осадочно-латеритные ("осадочные") бокситы образовались путем латеритизации перемещенного обломочного материала разрушавшихся кор выветривания различной степени зрелости и пород субстрата гетерогенного состава. Они отличаются широким развитием обломочных и оолито-бобово-обломочных структур, нечеткой минерально-геохимической зональностью продуктивной толщи, неоднородностью литологического состава выветривавшихся обломочных пород.

Этими генотипами бокситов представлены три основных генетических класса месторождений:

- латеритный,
- полигенный,
- "осадочный".

Латеритные (остаточные) месторождения, как было показано выше, являются частью мощной, обычно зонально построенной коры выветривания т.н. "латеритного профиля" (формация латеритных покровов).

На платформах для них характерно залегание в основании платформенного чехла. Залежи бокситов обычно пластообразные, залегают в виде плащей, часто характеризуются пространственной связью с зонами разрывных нарушений и повышенной трещиноватости пород субстрата. Они располагаются в пределах водораздельных поверхностей и на склонах слаборасчлененных платообразных палеовозвышенностей – грядовых, либо пологонаклонных; в депрессионных понижениях бокситы этого генотипа отсутствуют. Такие бокситы формируют крупные по масштабам месторождения руд достаточно высокого качества, преимущественно гиббситового, гиббсит-бемитового и бемитового состава, обычно низкокремнистых и высокожелезистых. Латеритные месторождения содержат более 80% общих мировых запасов бокситов.

Класс полигенных месторождений включает рудные объекты, в которых присутствуют рудные тела, состоящие как из латеритных, так и осадочно-латеритных бокситов и продуктов из ближайшего переотложения. Наиболее типичные их представители - месторождения Австралии (Вэйпа), Гайяны (Маккензи), а в России на Среднем Тимане – Верхне-Ворыквинское, Восточное, часть залежей Верхне-Щугорского и Вежаю-Ворыквинского месторождений. Масштаб залежей крупный и средний, качество руд достаточно высокое. Залежи локализованы, как правило, на склонах и у подножий локальных поднятий рудоконтролирующего рельефа.

Генетический класс "осадочных" месторождений представлен бокситами осадочно-латеритного генотипа. Наиболее важной особенностью таких руд является их образование и локализация в депрессионных формах рельефа рудоконтролирующей поверхности. Эти депрессии могут быть выработаны как в карбонатных (Южный Тиман, Урал), так и в терригенных (Тихвин, Онега) породах, иметь структурно-эрозионную, эрозионно-карстовую и карстовую природу. В большинстве своем они представляют фрагменты древней гидросети, а также рифовых и приморских котловин. Залежи бокситов имеют линзообразную, чаще вытянутую форму, повторяя общие очертания вмещающих долин и котловин. Для них характерно залегание: на платформах – внутри платформенного чехла, в складчатых областях – внутри образований островодужных рифогенных комплексов эвгеосинклиналей (м-ния Ямайки, Греции, Турции). В России к ним относятся месторождения Тихвина, Северной Онеги, Южного Тимана, Урала. Термин "осадочный", довольно часто используемый в различных классификациях и систематизациях, отражает не генетическую природу образования вещества бокситов, а механизм локализации отложений субстрата, по которым метасоматическим путём образуются бокситы. Масштаб месторождений чаще средний и мелкий, качество руд среднее, реже – высокое. Собственно осадочные месторождения, сформированные в результате переотложения бокситового вещества месторождений охарактеризованных выше генетических классов, на территории России промышленного значения не имеют. Они представляют собой обломочные шлейфы на периферии крупных рудных объектов.

Количество и качество бокситов, связанных с различными бокситорудными формациями, неодинаковы [20].

Ведущее промышленное значение в России принадлежит бокситам *бемит-диаспоровой формации карбонатных толщ*. Месторождения этих руд формировались главным образом в обширных карстовых котловинах, развивающихся на рифогенных известняках. С этой формацией связаны основные промышленные запасы страны (Северо-Уральский бокситорудный район, Ивдельский, Карпинский и Южно-Уральский районы). Месторождения связаны с бокситоносной терригенно-карбонатной формацией среднедевонского и позднедевонского возраста.

Бокситорудные объекты *шамозит-бемитовой формации латеритных покровов* входят в состав бокситоносной латеритной формации (Белгородский и Средне-Тиманский бокситорудные районы). Рудные объекты сложены преимущественно латеритным (элювиальными) бокситами (70-90% запасов) Наиболее продуктивен кварцито-сланцевый и карбонатно-сланцевый бокситоматеринский субстрат.

Существенную роль в запасах и ресурсах страны играют бокситы *каолинит-бемитовой формации терригенных толщ*. Такие месторождения связаны в основном с раннекаменноугольной бокситоносной терригенной формацией и сосредоточены в Северо-Онежском, Южно-Тиманском и Тихвинском рудных районах. Они представлены бокситами осадочно-латеритного генетического типа. Бокситы этой рудной формации образовались путем преобразований в субаэральных условиях перемещенного обломочного материала кор выветривания и пород субстрата гетерогенного состава. Рудные поля и месторождения приурочены к системам мелких и средних долин и изометричных котловин, врезанных в породы подстилающего комплекса и выполненных породами рудной формации. Рудные тела наследуют форму рудоконтролирующих депрессий.

Небольшое промышленное значение имеют бокситы *каолинит-гиббситовой формации терригенных толщ*. Эти руды, связанные с мел-палеогеновой бокситоносной терригенной формацией, локализованы в карстовых, реже эрозионных депрессиях позднемелового и палеогенового возраста. В отдельных случаях месторождения приурочены к эрозионно-структурным котловинам (Центральное в Чадобецком рудном районе Сибири). Типичные представители - месторождения мел-палеогеновых бокситов в Сибири и Зауралье, а в ближнем зарубежье – в Западно-Тургайском бокситорудном районе.

8.2. Промышленные типы месторождений

Рассмотренные формационная, генетическая и рудоформационная систематизации бокситорудных объектов положены в основу промышленной классификации месторождений (табл. 8.1). Промышленная значимость месторождений бокситов, как и других полезных ископаемых, определяется прежде всего их масштабом и качеством руд. Важными промышленными характеристиками или параметрами месторождений, определяющими особенности их отработки (подземная, открытая) и переработки (способы Байера, спекания), являются также глубина залегания, строение, форма залежей и минеральный состав бокситов. Перечисленные параметры позволяют оценить промышленную ценность и пути пользования месторождений [16, 24].

В основу классификации положена зависимость между отдельными промышленными параметрами месторождений и некоторыми их геологическими характеристиками, выявленная при изучении бокситоносных районов разного типа. Устанавливается, в частности, связь между масштабом месторождений и формой слагающих их залежей, что определяется степенью сохранности бокситоносных образований в рудных районах. Крупные и крупнейшие (уникальные) месторождения связаны, как правило, с залежами пластообразного типа (пластовыми, покровными, бовальными), которые формируются и в настоящее время в тропических областях в условиях максимальной сохранности осадков рудной формации. При разрушении такие залежи «распадаются» на субгоризонтальные линзовидные тела и даже на мелкие изолированные различные формы, которые не образуют крупных месторождений. Месторождения среднего масштаба представлены обычно различными линзообразными телами (изометрическими, линейными, субгоризонтальными, наклонными) или группами линз, а основная часть мелких - гнездообразными (воронко-, карманообразными).

Установлена связь между составом бокситов, их возрастом и формационной принадлежностью. Минеральный состав бокситов контролируется прежде всего степенью их литификации (метаморфизма), в связи с чем современные и молодые (позднемеловые - палеогеновые) платформенные бокситы, не затронутые процессами тектонической активизации, являются в массе гиббситовыми, а древние (домеловые) платформенные и иногда молодые в пределах складчатых областей - бемитовыми (гиббсит-бемитовыми). Древние бокситы складчатых областей относятся к диаспоровым или бемит-диаспоровым. В то же время, месторождения слаболитифицированных бокситов (молодых и современных) представлены в значительной мере телами, которые располагаются на поверхности или на небольшой глубине, т. е. пригодны для открытой отработки, а остальные (древние и складчатых областей) - для подземной.

Таблица 8.1

Промышленная классификация месторождений бокситов

Промышленный тип месторождений	Рудоносная формация	Генетический тип руд	Морфогенетический тип месторождений	Форма рудных залежей	Масштаб месторождений	Минеральный тип руд	Способ переработки руд	Примеры месторождений
Латеритный	Латеритная	Латеритный	Латеритных покровов (структурные коры выветривания)	Пластовые, лентообразные,	Крупные, средние	Шамозит-бемитовый, гиббситовый, бемит-гиббситовый	Байеровский	Висловское (КМА), Верхне-Щугорское (Тиман), Дебеле, Боке (Гвинея), Парагоминас (Бразилия)
Полигенный	Бокситоносная континентальная терригенная	Латеритный и осадочно-латеритный	Перемещенных латеритных покровов (склоновые)	Лентовидно-пластовые, линзообразные	Крупные, средние	Шамозит-бемитовый	Байеровский и комбинированный	Вежаю-Ворыквинское, Восточное (Тиман), Арканзас (США), Мунго (Суринам)
"Осадочный" терригенных толщ			Рудоносных депрессий (карстовых, долинных, котловинных и др.)	Линзовидно-пластовые, лентовидно-пластовые, котловинные, воронкообразные	Крупные (редко), средние, мелкие	Каолинит-бемитовый, каолинит-гиббситовый	Спекательный	Иксинское(С.Онега), Радынское (Тихвин), Кедва-Ваповское (Тиман), Краснооктябрьское (Казахстан), Татарское (Сибирь)
"Осадочный" карбонатных толщ	Бокситоносная терригенно-карбонатная	Осадочно-латеритный		Лентовидно- и линзовидно-пластовые	Крупные, средние, мелкие	Бемит-диаспоровый	Байеровский и комбинированный	Красная Шапочка, Черемуховское (С.Урал), Блиновское (Ю.Урал), Геликон (Греция), Халимба (Венгрия)

8.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания

Объектами прогнозирования и оценки при проведении бокситопоисковых работ различного масштаба являются: бокситоносные провинции, бокситорудные районы, рудные поля, месторождения и отдельные залежи бокситов [16, 23, 24, 35]. В областях современного бокситообразования выделяются также бокситовые пояса, соответствующие планетарным зонам тропического климата, но древние пояса в связи с движением материковых плит потеряли изначальную целостность и представлены отдельными провинциями.

Бокситоносные провинции – крупные геолого-структурные регионы, включающие бокситорудные районы, рудные поля и месторождения, сформировавшиеся на склонах платформенных поднятий (Тиманская, Воронежская и др.), срединных массивов (Панонская и др.) и в пределах складчатых областей (Уральская и др.). Возникновение бокситоносных провинций связано с эпохами благоприятного для латеритообразования климата и эпохами относительной стабилизации тектонических структур платформ и зон активизации, которые проявляются в накоплении бокситовмещающих геологических формаций. Размещение провинций контролируется границами тектонических структур и зон благоприятного климата, а наиболее надежно - распространением бокситоносных формаций. Бокситоносные провинции характеризуются различным распределением бокситовых месторождений: а) одноярусным, когда месторождения приурочены к одному возрастному интервалу, б) многоярусным, когда рудные залежи приурочены к разным стратиграфическим уровням, в) многоэтажным, когда они связаны с различными структурными этажами. Площадь бокситоносных провинций достигает десятков тысяч квадратных километров при ширине от сотни и длине до нескольких сотен километров. В качестве примеров можно назвать Онего-Тихвинскую (т.н. Западную), Воронежскую (Южную), Тиманскую, Уральскую бокситоносные провинции.

Бокситорудные районы – рудоносные территории, включающие в себя ряд рудных полей и месторождений единой бокситорудной формации. Рудные районы связаны с отдельными структурами платформ (антеклизы, щиты, впадины) и областей активизации (зоны, срединные массивы) или с частями этих структур и характеризуются развитием бокситорудной формации того или иного типа. Их границы определяются конфигурацией рудоконтролирующих тектонических и морфоструктурных элементов и распределением рудных формаций. Площадь бокситорудного района обычно охватывает территорию от нескольких тысяч до нескольких десятков тысяч квадратных километров при длине и ширине их от нескольких десятков до нескольких сотен километров. Характерные примеры бокситорудных районов – Тихвинский, Северо-Онежский, Средне-Тиманский, Южно-Тиманский, Северо-Уральский, Западно-Тургайский, Приангарский и др. (табл. 8.2, рис. 8.1).

Локализация *рудных полей* и *месторождений* определяется типом рудной формации, рудоконтролирующим рельефом, литологическим составом пород дорудного основания и фациями бокситовмещающей формации (табл. 8.3, рис. 8.2). Месторождения бокситов и их группы (рудные поля) связаны с определенными элементами и формами рудовмещающего рельефа, которые контролируют размещение и сохранность пород рудной формации. Формами рельефа контролируется также фациальный состав осадков, форма залежей, качество руд и другие характеристики месторождений, связанные с особенностями строения и состава рудной формации. Положение и границы рудных полей определяются конфигурацией системы рудоконтролирующих форм рельефа, а месторождений и отдельных залежей – конфигурацией отдельных форм. Количество и качество бокситов, связанных с различными бокситовмещающими формациями, не одинаковы. В России наиболее качественные бокситы приурочены к терригенно-карбонатной и латеритной формациям. Основные же запасы бокситов связаны с терригенной формацией (осадочно-латеритные руды).

К объектам **латеритной формации** относятся рудные поля и месторождения бокситов, образованные по неперемещенному (коренному) алюмосиликатному субстрату. Они представлены латеритными корами выветривания и продуктами их размыва и ближнего переотложения. Месторождения латеритных бокситов располагаются, как правило, в нижней части бокситорудной формации. В России они представлены образованиями шамозит-бемитовой рудной формации (группа элювиальных месторождений морфогенетический класс – месторождения

Таблица 8.2.

Прогнозная модель бокситорудных районов древних платформ и складчатых областей России

Рудоконтролирующие факторы					Геолого-промышленные характеристики			Примеры рудных районов России
бокситоносная геологическая формация	структурно-тектоническая позиция	положение бокситоносной формации в структуре осадочного чехла	бокситоматеринский субстрат	ландшафтно-палеогеографическая позиция	промышленный тип месторождения	морфогенетический класс месторождений	масштаб месторождений	
Латеритная	Окраины щитов и антеклиз на периферии платформы; обрамление крупных внутриплатформенных поднятий вблизи зон региональных глубинных разломов; на флангах протяженных унаследованных внутриконтинентальных впадин	В базальных слоях трансгрессивных серий в основании структурных этажей	Латеритная кора выветривания по коренным алюмосиликатным породам	Равнины континентальные и прибрежно-континентальные, структурно- денудационные и денуда-ционно-аккумулятивные расчлененные	Латеритный, полигенный	Водораздельных пространств	Крупный	Белгородский район КМА Средне-Тиманский район
Терригенная			Латеритизированные шлейфы разрушающихся кор выветривания;	Равнины континентальные и континентально - прибрежные денудационно-аккумулятивные и аккумулятивные слабо расчлененные с гидросетью	"Осадочный" терригенных толщ	Долинный, котловинный, карстовый	Крупный, средний, мелкий	Северо-Онежский район Южно-Тиманский район Тихвинский район
Терригенно- карбонатная	Островные поднятия (рифогенные) и поднятия в мелководной части шельфа - в складчатых областях			Равнины приморские и прибрежно-морские низменные аккумулятивные	"Осадочный" карбонатных толщ	Карстовый, котловинный	Крупный, средний, мелкий	Северо-Уральский район Южно-Уральский район

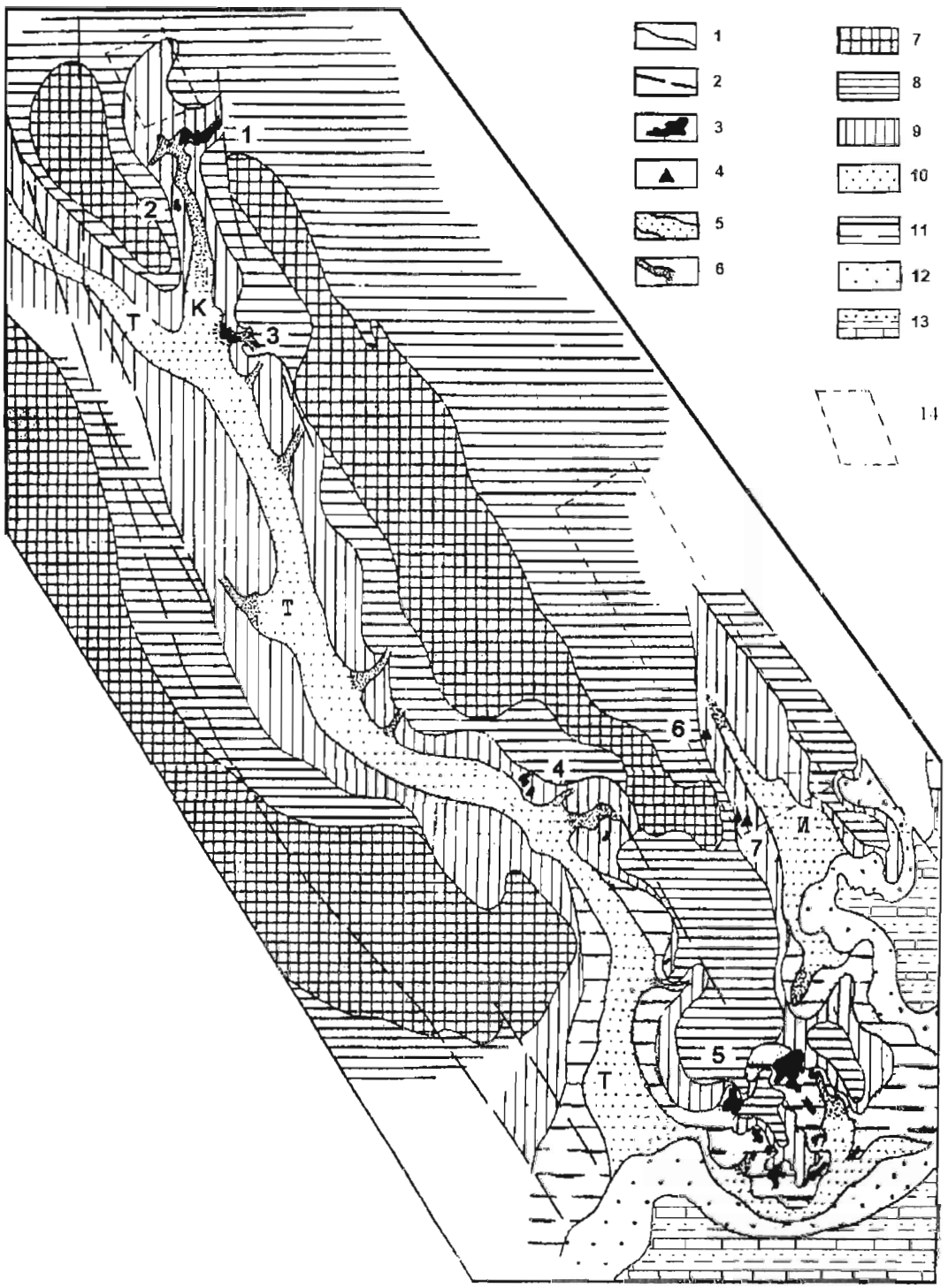


Рис.8.1. Прогнозная модель рудного района бокситоносной терригенной формации.

1 – границы ландшафтно-палеогеографических зон; 2 - региональные разрывные нарушения; 3 – месторождения бокситов (1-5); 4 – бокситопроявления (6–7); 5 – "магистральные" долины гидросистем и их притоки II порядка (Т, И, К); 6 – долины малых рек (притоки III порядка); 7–13 – ландшафтно-палеогеографические зоны: 7 – равнины структурно-денудационные пенепленизированные элювиальные, 8 – равнины денудационные с локальной аккумуляцией элювиально-делювиальные, возвышенности и плато пенепленизированные, 9 – равнины денудационно-аккумулятивные делювиально-аллювиальные, склоны расчленённые денудационно-аккумулятивные, склоны ("борта") "магистральных" депрессий, 10 – 13 - равнины аккумулятивные: 10 – аллювиальные, 11 – низменные озёрно-аллювиальные, 12- низменные аллювиально-делювиальные приморские, 13 – низменные лагун и заливов прибрежно-морские: 14 – прогнозные площади.

Таблица 8.3.

Прогнозная модель месторождений бокситов древних платформ и складчатых областей России

Рудоконтролирующие факторы						Геолого-промышленные характеристики				Примеры месторождений
Рудоносная формация	рудная формация	геолого-структурная позиция	рудоконтролирующий рельеф	перекрывающий комплекс	рудная зональность (снизу вверх)	морфология рудных тел	минераль-ный состав руд	качество руд	асштаб есторожений	
Латерит-ная	Шамозит-бемитовая латеритных покровов	Крылья и периклиналь-ные замыкания локальных положитель-ных структур	Холмисто-грядовый. Формы: плато, гряды, холмы и их склоны, котловины	Глинистые, песчано-глинистые, глинисто-карбонатные, озерно-болотные и заливно – лагунные отложения	Латеритная: литомарж. структурные бокситы, бобовые бокситы, кираса (не всегда)	Пластообразные и лентообразные, линзовидно-пластовые, реже - карманообразные с извилистыми границами и безрудными окнами	Шамозит-бемитовые, шамозит-диаспоровые, гематит-бемитовые, каолинит-шамозит-бемитовые	Среднее	Крупный, средний	Висловское (КМА), Верхне-Щугорское, Вежаю-Ворыквинское (Тиман)
Бокси-тонос-ная терри-генная	Каолинит-бемитовая и каолинит-гиббситовая терригенных толщ	Склоны локальных поднятий	Депрессии эрозионные и эрозионно-карстовые (овражно-балочные и долины малых рек)	Углисто-глинистые, песчано-глинистые, глинисто-карбонатные и карбонатные озерные и озерно-лагунные отложения	"Осадочно-терригенная": подрудная, рудная надрудная	Вытянутые лентовидно-пластовые, линзо- и долинообразные с извилистыми границами и безрудными окнами	Каолинит-бемитовые, каолинит-гиббситовые	Низкое, среднее	Крупный, средний, мелкий	Иксинское (Сев. Онега), Ухтинское (Тиман)
Бокси-тонос-ная терри-генно-карбо-натная	Бемит-диаспоровая карбонатных толщ	Крылья локальных синклиналь-ных структур	Крупные структурно-эрозионные котловины, осложненные карстовыми и эрозионно-карстовыми депрессиями	Битуминозные лагунные известняки	"Осадочно-карбонатная": бокситы красные маркие, бокситы красные каменистые, бокситы серые и пестроцветные	Изометричные линзовидные, лентовидно- и линзовидно-пласто-вые	Диаспоровые, бемит-диаспоровые	Высокое, среднее	Крупный, средний, мелкий	Красная Шапочка, Кальинское (Северный Урал), Блиново-Каменское, Кургазакское (Южный Урал)

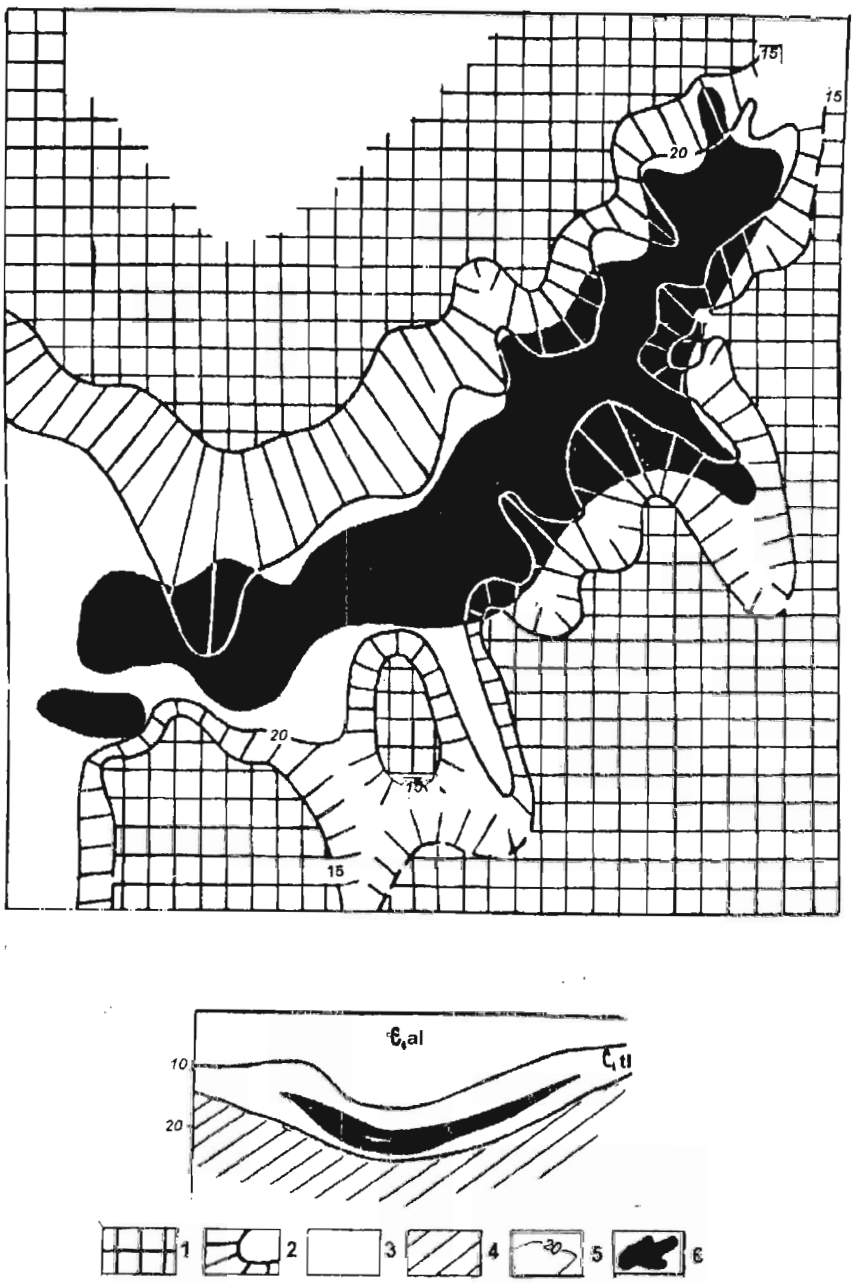


Рис. 8.2. Прогнозная модель месторождения бокситоносной терригенной формации.

1-3 - типы и формы рудоконтролирующего рельефа (равнина аккумулятивно-денудационная): 1 – возвышенности и плато, 2 – склоны денудационно-аккумулятивные, 3 – долины эрозионные и эрозионно-карстовые; 4 – подрудное основание (на профиле); 5 – палеоизогипсы рудоконтролирующей поверхности; 6 – рудные залежи.

водораздельных пространств). Это достаточно крупные объекты, относящиеся к морфогенетическому классу водораздельных пространств [22, 23, 27]. Они связаны с денудационными уровнями рельефа и сложены разнообразными структурными бокситами.

Породы формации локализованы в пределах водораздельных уровней рельефа денудационных равнин с локальной аккумуляцией. Такие равнины известны в краевых частях антеклиз. В России к этой формации приурочены месторождения класса водораздельных пространств, выявленные в Белгородском районе КМА и на Среднем Тимане. Для водораздельных про-

странств характерны месторождения двух морфогенетических типов, расположенных соответственно на возвышенных участках – холмах, грядах или останцовых возвышенностях (м-ния КМА) и депрессионных частях водоразделов – межгрядовых понижениях, широких ложбинах и котловинах (м-ния Среднего Тимана). Позиция рудного поля определяется принадлежностью его к валообазному поднятию; формирование рудного поля связано с областями развития карбонатно-глинистых и карбонатных пород. Возможность накопления бокситов в широком масштабе обусловлена формированием разветвленной гидрографической сети и возникновением в связи с этим относительно расчлененного рельефа. Наиболее благоприятны для образования месторождений фрагменты холмисто-грядовых равнин, расчлененные системой мелких долин и ложков. Залежи бокситов располагаются на склонах возвышенностей, в узких долинах, изолированных карстовых депрессиях. Исходя из этих рудоконтролирующих факторов и признаков, выполняются прогнозные работы по выделению и оценке новых рудных полей этого типа (табл. 8. 4).

Образование рудных полей и месторождений **терригенной бокситоносной формации** связано с накоплением в депрессиях-"ловушках" и последующих преобразованиях в субаэральных условиях обломочного материала, возникшего при разрушении латеритных и иных кор выветривания. Кроме них породы формации включают осадочные образования, сформировавшиеся при захоронении преобразованного обломочного материала. С этой формацией связаны месторождения котловинно-долинного класса [22], сосредоточенные в Северо-Онежском, Тихвинском и Южно-Тиманском, бокситорудных районах [8, 13, 18, 33, 34]. Рудные поля и месторождения приурочены к системам мелких и средних долин и изометричных котловин, врезанных в породы подстилающего комплекса и выполненных породами рудовмещающей формации. Бокситоносные отложения залегают на карбонатно-глинистых породах или на коре выветривания этих пород. Бокситоносные осадки перекрываются углисто-глинистыми, глинисто-алевритовыми и карбонатными отложениями. Рудные залежи занимают центральные, наиболее глубокие части долин, и лишь в отдельных случаях распространяются на склоны. Рудные тела наследуют лентообразную форму рудоконтролирующих долин. Наиболее качественные бокситы залегают в средней части разреза формации и сменяются вверх и вниз по разрезу аллитами и сиаллитами. Мощность рудных тел и коэффициент рудоносности резко снижаются от истоков долин к их устьям. Качество бокситов невысокое – кремниевый модуль не превышает 2.5-4.5. Формирование руд терригенной бокситоносной формации связано с бокситизацией обломочного алюмосиликатного материала, накопившегося в депрессиях. После бокситообразования обычно начиналось прогибание территории, и осадки трансгрессирующего бассейна запечатывали бокситовые залежи, предохраняя их от разрушения на длительный период. Ресилификационные процессы, происходящие в кровле рудной толщи, изменяли рудное вещество. Здесь образовывался вторичный каолинит, ухудшающий качество руд [11, 18].

Рудные поля и месторождения бокситоносной **терригенно-карбонатной формации** обычно связаны с островодужной стадией. Они формировались чаще всего на рифогенных карбонатных породах, развитых по периферии поднятий островных дуг и приурочены к относительно кратковременным перерывам в осадконакоплении. В России к подобным объектам относятся месторождения Северо-Уральского и Южно-Уральского бокситорудных районов. Бокситы залегают среди известняков и связаны с поверхностями несогласия. Рудоносная толща приурочена к сложно построенным эрозионно-карстовым котловинам, осложненным карстовыми и эрозионно-карстовыми депрессиями. Наличие берегового вала на внешнем крае рифа способствовало концентрации и сохранности бокситового материала Средние мощности рудного горизонта меняются на разновысотных уровнях рельефа, достигая максимальных значений (25-30 м) в крупных карстовых и карстово-эрозионных депрессиях. В основании пласта, как правило, развита "рудная брекчия" - обломки известняка, сцементированные бокситовым материалом. Выше залегают бокситы, приуроченные преимущественно к осложняющим карстовым депрессиям. Бокситы гематит-диаспорового и гематит-бёмит-диаспорового состава, обычно высококачественные (средний кремниевый модуль – 8-10 и более). Верхний горизонт рудной толщи относятся к лагунному комплексу отложений. В основании его отмечается размыв. Для этих бокситов характерны грубообломочные структуры (гравийные, псаммитовые), шамозит-бемит-диаспоровый состав, пиритизация, присутствие органического детрита. Средний кремниевый модуль 6-7. Верхний контакт с глинисто-карбонатной пачкой пород постепенный. Быстрое погружение под уровень моря и перекрытие их лагунными илами обеспечило вы-

сокую сохранность залежей. Карбонатное перекрытие, не стимулирующее ресилификационные процессы, обеспечивает лучшую сохранность качества руд [4, 12].

8.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных рудоносных площадей разного ранга

Задача выделения перспективных площадей в наиболее общем случае заключается в выделении геологического пространства, где возможно обнаружение тех или иных скоплений полезных ископаемых. При прогнозировании используется комплекс предпосылок и признаков (прогнозных критериев), отвечающих геологическим обстановкам нахождения месторождений и получающих отражение в характеристиках, которые выявляются геологическими, геофизическими, геохимическими и другими методами. Набор комплексов признаков зависит от детальности прогнозно-металлогенических исследований.

Прогнозирование и выделение бокситоносных провинций и рудных районов - задача стадии регионального изучения территорий и базируется на данных геологических и геофизических съемок м-ба от 1:1000000 до 1:200 000. Используются также результаты буровых, детальных съемочных и поисково-разведочных работ, выполненных на локальных участках оцениваемых территорий. По материалам этих работ устанавливаются тектоническое строение и история развития территории, выделяются этапы тектонической стабилизации и благоприятного для бокситообразования климата, устанавливается время образования, особенности размещения и строения (тип) бокситоносных формаций. Структурно-формационный анализ выступает на этой стадии исследований как основа прогнозных оценок и построений. Он позволяет определить границы бокситоносных провинций и районов, оценить их общие особенности и сравнивать их с известными бокситоносными территориями при оценке потенциальных возможностей или прогнозных ресурсов бокситов.

Основной признак для прогнозирования и выделения **бокситоносных провинций** - наличие в регионе образований бокситоносной формации того или иного типа. Возможности существования бокситоносных геологических формаций определяются комплексом критериев. Так, для древних платформ этот комплекс включает:

- климатический, предполагающий возможность реализации в регионе латеритного процесса в условиях преимущественно постоянно-влажного тропического климата,
- стратиграфический, базирующийся на существовании континентальных перерывов в осадконакоплении на рубежах крупных структурных этажей,
- структурно-тектонический, определяющий пространственную связь областей развития бокситоносных формаций со склоновыми частями крупных положительных структур (щитов, сводов, антиклинориев),
- палеогеографический, предусматривающий существование денудационно-аккумулятивных областей.

Возможность выявления в пределах бокситоносных провинций **бокситорудных районов** определяется комплексом факторов и признаков, различающихся для латеритных, терригенных и терригенно-карбонатных бокситоносных формаций.

Комплекс признаков рудных районов латеритной бокситоносной формации.

- структурно-тектонический, который предполагает расположение рудного района в краевых частях крупных положительных структур складчатого основания платформы (антеклизы, своды, выступы) в областях их погружения под осадочный чехол; наличие в этих зонах разновысотных блоковых структур фундамента - горст-антиклиналей и грабен-синклиналей; расположение рудного поля в зоне сочленения разновысотных блоковых структур фундамента; наличие здесь многочисленных тектонических нарушений, зон трещиноватости, погребенных локальных пликативных структур с крутым падением пород на их крыльях,
- литологический, который предусматривает наличие выходов под платформенный чехол на рудоконтролирующую поверхность чередующихся пачек и слоев алюмосиликатных, либо карбонатно-силикатных образований.
- формационный, характеризующийся существованием мощных кор выветривания линейного и площадного морфогенетических типов с четко выраженной вертикальной зональностью профиля выветривания, развитых по коренным алюмосиликатным породам фундамента; характерна хорошо сохранившаяся реликтовая структура пород субстрата; благоприятным яв-

ляется существование кор выветривания мощностью 20-50 м на склонах гряд и возвышенностей, бортах депрессий, в неглубоких депрессиях на плоских водораздельных возвышенностях,

- стратиграфический, предполагающий приуроченность бокситорудных объектов к региональным несогласиям;

- палеогеоморфологический, предусматривающий наличие слабо расчлененных денудационных равнин, образованных на выходах алюмосиликатных (или чередующихся алюмосиликатных и карбонатных) пород,

признаком сохранности рудных объектов служит развитие над бокситоносными породами стратиграфически сближенных с ними глинистых континентально-лагунных отложений.

Большая часть этих признаков выявляется историко-геологическим анализом территории.

Комплекс признаков рудных районов терригенной бокситоносной формации включает:

- структурно-тектонический - существование в фундаменте протяженных погребенных структурных депрессий; как правило, эти депрессии связаны с опущенными блоками фундамента, с зонами долгоживущих глубинных разломов,

- формационный - развитие внутри платформенного чехла образований континентальной терригенной пестроцветной бокситоносной формации, представленной песчано-глинистыми, углисто-глинистыми и бокситовыми породами различного состава,

- стратиграфический - присутствие на прогнозируемой территории терригенных отложений эпохи бокситообразования,

- палеогеографический - развитие в эпоху бокситообразования денудационно-аккумулятивных равнин с развитой гидросетью.

В комплекс признаков *рудных районов терригенно-карбонатной бокситоносной формации входят*:

- структурно-тектонический - рудные районы приурочены к крыльям крупных антиклинальных структур,

- формационный - наличие комплекса карбонатных формаций, залегающих вдоль полосы развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, мощной подрудной рифогенной формации и надрудной рифогенно-плитчатой.

- стратиграфический - наличие регионального перерыва в осадконакоплении, к которому приурочено формирование бокситорудной формации,

- палеогеографический - приуроченность рудных объектов к комплексу крупных протяженных береговых и барьерных рифов, сформированных по периферии линейных островных вулканических гряд,

- литолого-фациальный - существование в районе фациального ряда бокситоносных осадков, характеризующегося широким развитием красноцветных собственно континентальных фаций бокситов – делювиально-элювиальных, делювиально-пролювиальных, в меньшей степени - озерных и лагунных.

Прогнозирование и выделение **месторождений и рудных полей** производится в пределах наименее изученных территорий бокситорудных районов и базируется на материалах геологической съемки м-ба 1:50000-1:25000 и результатах поисковых работ, выполнявшихся на отдельных участках. В этом случае помимо косвенных признаков возможной бокситоносности территории используются также и различные прямые признаки рудоносности, характеризующие прямо или косвенно особенности или параметры оруденения. Эти признаки могут выражаться в физических полях, минералогических и литологических особенностях. Геологические признаки, в частности, могут выражаться в присутствием обломков бокситов или сопровождающих их пород (аллитов, сиаллитов, огнеупорных или каолинитовых глин) в современном элювии, элювиальных шлейфах или аллювиально-пролювиальных осадках, минералогические – присутствием в отложениях бокситоносной формации минералов свободного глинозема.

Прямые геофизические признаки бокситоносности проявляются достаточно ограниченно. Так, показатели магнитной восприимчивости, достигающие и превышающие значения $800 \cdot 4 \cdot 10^{6}$ ед. СИ, характерны лишь при наличии в районе на небольшой глубине намагниченных каменистых бокситов (СУБР, ЮУБР, Западно-Тургайский район), либо железистых кирас и железисто-бобовых пород (Амангельдинский район). Прямых гравиметрических признаков бокситоносности не существует, однако данные гравиметрии позволяют выделять в породах фундамента или подстилающего комплекса алюмосиликатные разности, зоны разрывных нарушений, с которыми можно связывать формирование латеритных кор выветривания, а также

различные формы рудоконтролирующего рельефа. Данные электроразведки (методы ВЭЗ, КВЭЗ, СЭП) позволяют выявить зоны рудоносного карста и иные рудоконтролирующие формы рельефа.

По данным сейсморазведки (метод КМПВ) успешно выделяются погребенные структурные рудоконтролирующие депрессии (Северо-Онежский район) и поля развития алюмосиликатных сланцевых пород субстрата (Белгородский район). При неглубоком залегании бокситов признаком их наличия являются значения торий-кальциевого отношения, которое во вмещающих породах <15, а в бокситах всегда >20 (гамма-спектрометрический метод).

Комплекс признаков для рудных полей и месторождений *латеритной бокситоносной формации* включает:

- структурно-тектонический – наличие в пределах анализируемой территории разновысотных блоковых структур фундамента (горст-антиклиналей и грабен-синклиналей - Белгородская грабен-синклиналь на КМА, Четласская горст-антиклиналь на Тимане); возможное расположение рудного поля в зоне сочленения этих структур; наличие здесь многочисленных тектонических нарушений, зон трещиноватости, погребенных локальных пликативных структур с крутым падением пород на их крыльях,

- палеогеологический - выходы под платформенный чехол на рудоконтролирующую поверхность чередующихся пачек и слоев высокоглиноземистых кварцито-сланцевых (на Воронежской антеклизе), либо карбонатно-сланцевых (на Тимане) пород, залегающих наклонно и в контакте с породами иного литологического состава,

- литологический - наличие мощных кор выветривания линейного и площадного морфогенетических типов с четко выраженной вертикальной зональностью профиля выветривания, развитых по коренным породам фундамента или продуктам их разрушения и переотложения: характерна хорошо сохранившаяся реликтовая структура пород субстрата; благоприятно существование мощных кор выветривания на склонах гряд и возвышенностей, бортах депрессий, в неглубоких депрессиях на плоских водораздельных возвышенностях (устанавливается по данным бурения),

- стратиграфический – наличие базальных горизонтов платформенного чехла (устанавливается по данным бурения),

- палеогеоморфологический – холмисто-грядовый и карстово-расчлененный рельеф с системой межгрядовых мелких долин постоянных и временных водотоков; основные типы рудоконтролирующего рельефа – плато и их склоны, формы рельефа в их пределах – холмы, гряды, долины, воронки, карстовые, эрозионные и эрозионно-карстовые мелкие котловины (картирование рудоконтролирующего рельефа возможно только методом палеореконструкций).

Для рудных полей и месторождений *терригенной бокситоносной формации* комплекс косвенных признаков включает:

- структурно-тектонический - наличие тектонических нарушенных зон,

- стратиграфический - присутствие на опоисковываемой территории пестроцветных осадочных образований, несогласно залегающих на карбонатных и глинисто-карбонатных породах подстилающего комплекса,

- палеогеоморфологический - предусматривает существование системы долин, изолированных неглубоких котловин и карстовых депрессий; рудоносны, как правило, долины – притоки III и IV порядков (долины малых рек, их притоки и овражно-балочная сеть); при наличии маломощных пострудных отложений рудоносные долины могут картироваться методом ВЭЗ,

- литолого-фациальный признак отражает характер и природу обломочного материала, локализованного в долинах-ловушках, это терригенные пестроцветные склоновые и аллювиальные отложения.

Для рудных полей и месторождений *терригенно-карбонатной бокситоносной формации* комплекс косвенных признаков включает:

- структурно-тектонический - существование в зоне мелководного палеошельфа палеоподнятий с пологими склонами (элементов островной суши в эпоху бокситообразования); наличие зон разломов и трещиноватости (картируется геофизическими методами по материалам бурения, отражен на структурных картах поверхности фундамента),

- стратиграфический - присутствие прослоев пестроцветных отложений в толще известняков,

- палеогеоморфологический признак предусматривает существование погребенных, изолированных неглубоких котловин, имеющих структурно-эрозионное, эрозионное и эрозионно-карстовое происхождение (картируются только палеоструктурными методами),

- сохранность рудных объектов связана с присутствием в перекрывающем комплексе углисто-глинистых озерно-болотных образований, либо темных лагунных мелководно-морских известняков.

8.5. Критерии и методические приемы оценки прогнозных ресурсов

Возникновение бокситоносных провинций определяется сочетанием благоприятных климатических и тектонических обстановок, обеспечивающих образование и длительное развитие бокситоносных ландшафтов. Именно эти два фактора выступают как основные критерии прогнозной оценки. При оценке территорий современных провинций в качестве главного критерия выступает климат. Степень сходства климата оцениваемой территории с климатом современных бокситоносных провинций тропической зоны позволяет судить о вероятном масштабе бокситонакопления Должны учитываться также особенности геологического строения и развития оцениваемых территорий, наличие пород, благоприятных для формирования латеритных кор выветривания, степень сохранности этих кор и продуктов их разрушения, активность процессов пострудной эрозии и т.д. Эти обстоятельства учитываются вводимым в расчет коэффициентом соответствия или аналогии (Ка) сравниваемых объектов.

При оценке древних *бокситоносных провинций* климат не может быть использован в качестве ведущего критерия, так как параметры древних климатов латеритного выветривания не установлены, и их нельзя сопоставлять с климатом современных тропических областей. Палеоклиматические реконструкции лишь намечают положение областей возможного бокситообразования. Данные о тектоническом строении древних бокситоносных территорий также не служат надежной основой оценки их прогнозных ресурсов. Более эффективно в этом случае сопоставление геологических формаций изучаемых и известных бокситоносных провинций. Бокситоносные формации сопоставляемых провинций сравниваются по следующим параметрам:

- площадь распространения (S),
- средняя мощность,
- стратиграфический объем или время формирования,
- условия залегания (нарушенность, выдержанность на площади),
- роль пород бокситорудной формации в разрезе бокситоносной формации, число таких формаций.
- степень рудоносности рудной формации – число и мощность бокситоносных горизонтов.

На основании этого определяется степень соответствия (коэффициент аналогии) сравниваемых бокситоносных формаций, а затем – потенциальные ресурсы:

$$Q=S\cdot Ka$$

(исходя из положения, что удельная рудоносность известной провинции (Р) равна удельной рудоносности слагающих ее бокситоносных формаций). Анализ строения формации позволяет отнести ее к тому или иному типу и наметить группу геолого-промышленных типов месторождений, характеризующихся определенным минеральным составом бокситов, и условия их залегания. Если в пределах изучаемых провинций известны месторождения бокситов, рудопроявления или отдельные разрезы бокситоносного горизонта, позволяющие судить о качестве руд, форме залежей, т. е. о вероятном геолого-промышленном типе формирующихся здесь месторождений, то возможно проведение оценки прогнозных ресурсов (Q) по категории P_3, хотя в целом такая достоверность прогноза требует более детальной геологической изученности территорий.

Рудные районы в пределах бокситоносных провинций связаны с отдельными выраженными в палеорельефе тектоническими структурами. В качестве таких рудоконтролирующих структур выступают антеклизы, щиты или отдельные их части, внутриконтинентальные впадины различного размера, локальные палеоподнятия, антиклинальные складки и флексуры, склоны поднятий. Границы рудных районов определяются контурами этих структур и границами развития в их пределах пород бокситоносной формации. Сравнение этих формаций с формациями известных рудных районов позволяет проводить оценку их потенциальных ресурсов (тем же методом, что и при оценке бокситоносных провинций), но бóльшая достоверность про-

гноза, соответствующая категории P_3, обеспечивается совместным изучением структурно-геоморфологических и литолого-фациальных особенностей бокситонакопления.

Особенности оруденения определяются прежде всего типом рельефа, формирующегося в пределах тектонической структуры. Районы, связанные с обширными поднятиями, характеризуются обычно выровненным и относительно слаборасчлененным в эпохи бокситонакопления рельефом и накоплением бокситов в пределах плоских водоразделов (Вьетнам, Западная Африка), районы, связанные со склонами положительных структур - относительно расчлененными эрозионным (Тихвин) или эрозионно-карстовым (Западный Тургай) рельефом и накоплением бокситов в депрессионных его формах, районы, связанные с внутриконтинентальными впадинами - развитием эрозионно-аккумулятивного (Аркалык) или аккумулятивного (Наурзум, Онега, Южный Тиман) типов рельефа и накоплением бокситов в пределах аллювиальных, озерно-аллювиальных и приморских равнин. Каждому из типов рельефа свойственна определенная форма залежей бокситов и при прочих равных условиях - разный масштаб оруденения и удельная рудоносность. Тип рельефа контролирует морфогенетический класс геолого-промышленных типов месторождений (форму и масштаб залежей) и выступает как критерий оценки на стадии изучения рудных районов.

С рельефом разного типа связаны особенности строения бокситоносных формаций рудных районов и прежде всего - литологический и фациальный состав пород бокситоносной формации. Она может быть представлена элювиальными бокситоносными образованиями и продуктами их ближайшего переотложения, осадочными породами - глинистыми или грубообломочными, относящимися к фациям пролювия, аллювия, озерно-аллювиальными или прибрежно-морскими, сочетанием этих разнофациальных образований. С разнофациальными типами пород связаны, естественно, и различные типы бокситов, разное их качество, различная форма залежей и т.д. Состав осадков рудовмещающей формации выступает как второй ведущий критерий оценки прогнозных ресурсов районов, дополняющий и уточняющий прогнозные построения на базе изучения типов рудоконтролирующего рельефа.

Следует подчеркнуть, что возникновение того или иного типа рельефа в районе определяется не только особенностями строения и развития рудоконтролирующей морфоструктуры, но и составом слагающих ее пород, характером их залегания и нарушенности. Геоморфологический подход к оценке учитывает в определенной мере и роль подстилающего комплекса пород в бокситонакоплении, т. е. выступает как комплексный критерий оценки территории.

Оценка прогнозных ресурсов новых рудных районов, дальних флангов известных рудных районов или отдельных малоизученных их участков базируется, таким образом, на их сравнении с изученными аналогичными объектами по следующим параметрам:

- площадь оцениваемого района или его части (S),
- площадь развития бокситоносной формации,
- строение (тип) рудоконтролирующего рельефа,
- характер и параметры типичных рудовмещающих форм рельефа,
- степень сохранности элементов и форм рудоконтролирующего рельефа,
- мощность бокситоносной формации,
- фациальный состав отложений формации.
- число и длительность стратиграфических перерывов в разрезе бокситоносной формации,
- число и мощность составляющих ее бокситоносных горизонтов (рудных формаций),
- фациальный состав отложений бокситовмещающей и рудной формации,
- особенности размещения отложений рудной формации в рельефе или в отдельных его формах.

Степень соответствия по этим параметрам изучаемых и известных рудных районов, характеризующихся развитием определенного типа рельефа, оценивается коэффициентом аналогии (Ка), входящим в расчет потенциальных или прогнозных ресурсов. В пределах новых малоизученных рудных районов, как и в пределах провинций, определяются потенциальные ресурсы (Q), исходя из площади и удельной рудоносности известных районов с подобным строением (Р), и коэффициента аналогии:

$$Q=S\cdot P\cdot Ka.$$

При оценке дальних флангов или отдельных участков известных рудных районов, в пределах которых известны месторождения бокситов и имеется достаточно полная информация о типа развитых здесь месторождений, строении рудоносного рельефа, его удельной рудоносно-

сти и т.д., определяются прогнозные ресурсы бокситов ($Q_{пр}$) по категории P_1. Они рассчитываются, исходя из площади оцениваемого объекта, средней удельной рудоносности детально изученных участков ($P_{ср}$) района, степени сходства сравниваемых объектов ($K_а$) и уточняются введением в расчет коэффициента достоверности ($K_д$), который учитывает степень геологической изученности рудного района в целом. Он определяется соотношением запасов бокситов по всем категориям (А) и прогнозируемых ресурсов по категории P_1:

$$K_д = Q:(Q+Q_{пр})$$

и при высокой степени разведанности (изученности) района будет близок единице. Прогнозные ресурсы по категории P_1 определяются по формуле [24]:

$$Q_{пр} = S \cdot P_{ср} \cdot K_а \cdot K_д.$$

При проведении поисковых работ м-ба 1:50 000 объектами прогноза и оценки ресурсов по категории P_2 являются рудные поля в пределах бокситорудных районов. Их локализация определяется, как было показано выше, типом рудовмещающей и рудной формаций, рудоконтролирующим рельефом, литологическим составом пород дорудного основания и фациями рудовмещающей формации.

Выделение и оконтуривание *рудных полей* базируется на изучении конкретных типов (подтипов) рельефа в рудных районах по распространению в них комплексов бокситоносных отложений того или иного фациального состава, а оценка их прогнозных ресурсов – на изучении закономерностей строения и локализации типичных рудовмещающих форм в этом типе рельефа. Сравнение известных и оцениваемых рудных зон и полей проводится по следующим параметрам:

- площадь оцениваемых зон или их частей,
- особенности размещения рудовмещающих форм рельефа,
- средние размеры (площадь, глубина) этих рудовмещающих форм,
- частота встречаемости (плотность) рудовмещающих форм в известных и оцениваемых рудных полях и зонах одного типа,
- степень выполнения этих форм бокситоносными осадками или степень сохранности бокситоносных осадков,
- фациальный состав бокситоносных осадков и бокситов,
- средний размер (запасы) залежей бокситов в рудоконтролирующих формах рельефа в изученных и оцениваемых зонах,
- среднее качество и минеральный состав бокситов в залежах и месторождениях,
- глубина залегания залежей.

Малоизученные рудные поля и зоны, лишь намечаемые в пределах рудного района, оцениваются по категории P_3, исходя из степени их сходства с аналогичными зонами и полями других изученных районов:

$$Q = S \cdot P \cdot K_а \cdot K_д.$$

При оценке флангов или отдельных малоизученных участков известных рудных зон и полей они сравниваются с детально изученными участками. Оценка проводится по категории P_2 и должна учитывать не только аналогичность сравниваемых объектов ($K_а$) и достоверность прогноза ($K_д$), определяемую степенью изученности (разведанности) объекта, но и ресурсы по P_3 на оцениваемом объекте, определенные на предыдущей стадии работ, или их долю, приходящуюся на оцениваемый объект ($K_{пр}$). Естественно, чем большая доля ресурсов по P_3 заключена в пределах оцениваемой площади, тем больше будут здесь (при прочих равных условиях) ресурсы по P_2. С учетом этого коэффициента* прогнозной рудоносности

$$K_{по} = P_3^{об} : P_3^{зон}, \text{ где}$$

$P_3^{об}$ и $P_3^{зон}$ – ресурсы по P_3 соответственно объекта и зоны (поля).

Общие прогнозные ресурсы по категории P_2 будут составлять:

$$Q = S \cdot P \cdot K_а \cdot K_д \cdot K_{пр}.$$

Объектами прогноза и оценки прогнозных ресурсов в пределах рудных полей (категория P_1) служат конкретные *месторождения, залежи и рудные тела* бокситов. Их выявление и оценка базируются на материалах детального изучения отдельных месторождений, локализованных на площади рудного поля, на особенностях размещения, состава и строения бокситоносной и рудной формаций, строения и состава пород подстилающего и перекрывающего ком-

---

* Меньше единицы.

плексов, форм и системы форм рудоконтролирующего рельефа, с которыми связано накопление и сохранность осадков рудной формации, а также определенные типы залежей бокситов. Выделение в изучаемом районе таких форм рельефа позволяет оконтуривать перспективные участки и оценивать их ресурсы по категориям P_2 и P_1 на основании сравнения с известным месторождениям бокситов. Сравнение производится по следующим параметрам:

- размеры (объем – для депрессионных форм, площадь – для положительных),
- степень рудоносности формы,
- форма и параметры залежей бокситов,
- строение рудовмещающего разреза, число и мощность горизонтов (тел) бокситов в разрезе,
- фациальный состав рудовмещающих осадков,
- особенности строения и состава подстилающих пород (фундамента),
- качество бокситов.

При определении прогнозных ресурсов по категории P_1 по этим параметрам определяется степень аналогии сравниваемых объектов ($K_а$). Рассмотренными выше способами определяются также коэффициенты: достоверности $K_д=A:(A+P_1)$; прогнозной рудоносности объекта – $K_{пр}=P_2^{об}:P_2^{мест}$, где $P_2^{мест}$ – ресурсы по P_2 месторождения; коэффициент значимости ресурсов, учитывающий вероятную долю промышленных залежей бокситов в составе прогнозных ресурсов, определяемых по категории P_1. В пределах известных месторождений часть залежей бокситов обычно попадает в категорию промышленных (по масштабу, удаленности). Отношение запасов бокситов в месторождении, определенных по промышленным категориям ($A+B+C_1$), к общим установленным запасам ($A+B+C_1+C_2$) характеризует вероятную промышленную значимость установленных прогнозных ресурсов бокситов и в оцениваемых объектах: ($Кпз=(A+B+C_1):(A+B+C_1+C_2)$. Прогнозные ресурсы по категории P_1 будут составлять:

$$Q=S\cdot P\cdot K_а\cdot K_д\cdot K_{пр}\cdot K_{пз} \quad (24)$$

Прогнозно-оценочные модели различных морфогенетических типов месторождений представлены в табл. 8.4, 8.5, 8.6.

8.6. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных месторождений и объектов с высококачественными рудами

Подавляющая масса бокситовых месторождений мира связана с молодыми (главным образом кайнозойскими) корами выветривания, наиболее полно сохранившимися в тропическом поясе Земли. Здесь сосредоточены основные мировые запасы бокситов (более 90%) и наиболее крупные месторождения. Крупнейшие из них – Вэйпа (Австралия), Боке, Фриа (Африка), Лос-Пихигуаос, Тромбетас, Парагоминас (Южная Америка) - содержат запасы более 1 млрд. т руды (каждое). Десятки месторождений имеют запасы в сотни млн. т.

В пределах России основные запасы и ресурсы бокситов связаны с древними (главным образом палеозойскими) отложениями. В России крупными принято считать месторождения с запасами более 50 млн. т руды. Содержание глинозема в бокситах мира колеблется от 37 до 63% (в крайних случаях достигая 70%), кремнезема – от 4 до 10%, иногда повышаясь до 15-18%. Главный показатель качества – кремниевый модуль - в высококачественных рудах Гвинеи колеблется от 30 до 60, модуль отечественных бокситов обычно изменяется от 3.4-4.0 до 6.0-8.0, крайне редко превышая 15-20. В Российской Федерации к высококачественным принято относить руды с кремниевым модулем более 7.0. При содержании Fe_2O_3 свыше 15% бокситы считаются условно высокожелезистыми, при Fe_2O_3 менее 10% - маложелезистыми. Главные глиноземсодержащие минералы бокситов - гиббсит, бемит и диаспор. В мире наиболее высококачественными (Al_2O_3 – 60%, SiO_2 – 4%, Fe_2O_3 – 20%) являются гиббситовые низкокремнистые и маложелезистые бокситы месторождения Сангареди (Гвинея). Промышленный интерес в России представляют шамозит-каолинит-бемитовые высокожелезистые бокситы Среднего Тимана (кремниевый модуль 7.6-7.7%) и бемит-гиббситовые бокситы КМА (кремниевый модуль 8.2). Высококремнистые (каолинит-бемитовые) маложелезистые бокситы Северо-Онежского месторождения (кремниевый модуль 3.7) из-за низкого качества находят ограниченное применение.

Базируясь на перечисленных важнейших геолого-промышленных параметрах наиболее крупных месторождений бокситов, представляется возможным конкретизировать поисковые признаки таких объектов для территории России:

- формационный – крупные месторождения бокситов, имеющие наибольшее промышленное значение, связаны с латеритной и терригенно-карбонатной бокситоносными формациями; рудные формации – шамозит-бемитовая и бемит-диаспоровая карбонатных толщ,

- стратиграфический – наиболее продуктивными являются образования девонской (эйфельский этап на Урале, живетско-франский – на Тимане) и каменноугольной (визейский этап на КМА) эпох бокситонакопления.

- структурно-тектонический – на Русской платформе – наличие в районах бокситообразования локальных пликативных структур – палеоантиклиналей и палеосинклиналей, крылья которых сложены алюмосиликатными породами, в складчатых областях (Урал) – наличие крупных островных поднятий рифогенного происхождения,

литологический (палеогеологический):

на платформе – наличие выходов под платформенный чехол на рудоконтролирующую поверхность чередующихся пачек и слоев кварцито-сланцевых (в т.ч. железистых кварцитов на Воронежской антеклизе) и карбонатитоподобных кварц-полевошпатовых (метасоматиты на Тимане) высокоглиноземистых пород, залегающих наклонно и в контакте с породами иного литологического состава; наличие в зоне этого контакта кор выветривания линейного и площадного морфогенетических типов, имеющих весьма значительную мощность (до500 м на Воронежской антеклизе, 50-70 м на - Тимане),

в складчатых областях (Урал) – выходы на рудоконтролирующую поверхность картируемых полей рифогенных известняков, присутствие в кровле рудной формации битуминозных амфипоровых известняков,

- палеогеоморфологический:

на платформе наиболее значительные рудные объекты (залежи, рудные тела) локализованы в краевых частях крупных палеоводораздельных массивов, в протяженных эрозионных и эрозионно-карстовых понижениях в их пределах. а также у подножий склонов,

в складчатой области (Урал) – в обширных карстовых эрозионно-карстовых котловинах и желобах со сложно построенным расчлененным рельефом днищ,

- литолого-фациальный:

для месторождений латеритной бокситоносной формации наиболее продуктивны образования элювиальной (элювиальные плащи) и делювиальной (делювиальные шлейфы) фации, характеризующиеся сохранением реликтовых структур субстрата (сланцев и железистых кварцитов на КМА, метасоматитов – на Тимане); на Тимане, кроме того, важным признаком является наличие в породах дорудного основания глубоких щелей-западин, где проработка пород субстрата происходила на большую глубину с образованием крупных залежей бокситов высокого качества,

для объектов терригенно-карбонатной формации (Урал) характерный признак - существование фациального ряда бокситоносных осадков т.н. «субровского» типа (см. выше).

В качестве примере применения перечисленных признаков рассмотрим возможности выявления новых крупных бокситорудных объектов на Среднем Тимане.

Перспективные территории располагаются на флангах Средне-Тиманского бокситорудного района, а рудные объекты могут быть связаны с девонской (живетско-франский этап) эпохой бокситообразования.

В структурном отношении территория располагается в зоне сочленения северо-восточного, восточного и юго-восточного склонов Четласской горст-антиклинали и субмеридиональной депрессии так называемого Пижемского долино-грабена. Эта депрессия выполнена аллювиальными и аллювиально-дельтовыми преимущественно песчаными (реже песчано-глинистыми) отложениями живетского возраста – стратиграфическими аналогами **бокситовмещающей** формации [32].

Бокситовмещающая формация – латеритных покровов. Субстрат – карбонатно-сланцевые в различной степени метаморфизованные (карбонатитоподобные) породы быстринской серии рифея (павьюгская, паунская, ворыквинская свиты). Перекрывающий комплекс представлен песчано-глинистыми лагунными образованиями пашийско-кыновского возраста, местами – вулканогенно-осадочными (в т.ч. покровы базальтов) верхнефранскими, а также более молодыми отложениями. Мощность вскрыши 50-300 м.

Таблица.8.4

Прогнозно-оценочная модель водораздельных месторождений

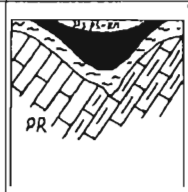
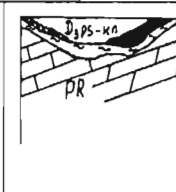
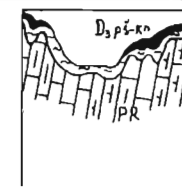
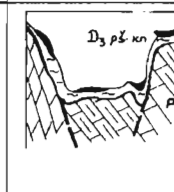
Типы рудоконтролирующего рельефа	Плато		Склоны		Долины
Формы удоконтролирующего рельефа					
	Воронки карстовые, котловины мелкие	Холмы и гряды	Котловины карстовые	Котловины карстовые и эрозионно-карстовые	Котловины структурно- и карстово-эрозионные
Фации рудовмещающего комплекса	лювиал льная	Элювиальная	Элювиальная	Элювиально-делювиальная, делювиально-пролювиальная	Элювиально-делювиальная, делювиальная, делювиально-пролювиальная
Морфология рудных залежей	Линзовидные с пережимами	Линзовидно-пластовые с безрудными прослоями	Плащеобразные и линзовидно-пластовые	Линзовидно-пластовые и линзовидные	Линзовидно-пластовые с карманообраз-ными впадинами
Размер рудных залежей: Длина, км	0.6 – 2.2	1.5 – 4.5	2.2 – 7.0	0.6 – 2.9	2.6 – 4.7
Ширина, км	0.1 – 1.3	0.2 – 1.0	1.3 – 3.0	0.1 – 0.6	0.2 – 1.4
Мощность, м	1.5 – 24.0	8.4 – 11.6	1.5 – 27.5	3.4 – 8.7	1.5 – 18.0
Качество бокситов (кремниевый модуль)	6.8	8.3	6.1	6.2	6.3
Удельная рудоносность (условные единицы на 1 км^2 площади)	12.0	9.3	15.0	3.0	10.0

Таблица. 8.5

Прогнозно-оценочная модель рифово-котловинных месторождений

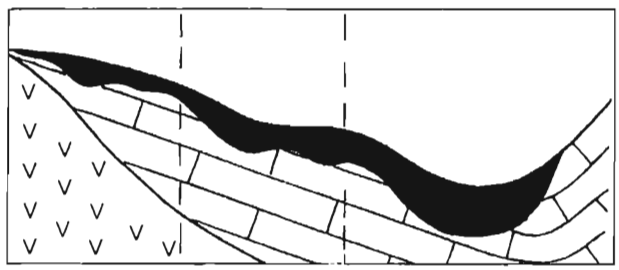
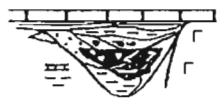
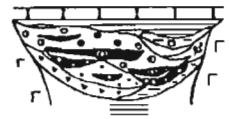
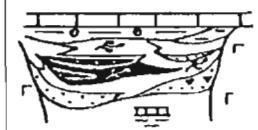
<table>
<tr><td colspan="2">Тип рудоконтролирующего рельефа</td><td colspan="5">Высокое рифовое плато
  </td></tr>
<tr><td colspan="2">Фации рудовмещающего комплекса</td><td colspan="5">Рифогенные лагуны</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">Рудоконтролирующие формы и уровни рельефа</td><td colspan="5">Рифовые котловины и карстовые формы</td></tr>
<tr><td>высокое плато с карстовыми депрессиями</td><td>приподнятое плато с карстовыми депрессиями</td><td colspan="2">Депрессии</td></tr>
<tr><td colspan="3"></td><td>карстовые</td><td>эрозионно-карстовые долинообразные</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Размеры депрессии</td><td>Длина (м)</td><td colspan="2">5 – 150</td><td>800 – 1000</td><td>2500 – 3000</td></tr>
<tr><td>Ширина (м)</td><td colspan="2">2 – 50</td><td>600 – 800</td><td>800 – 1500</td></tr>
<tr><td>Глубина (м)</td><td colspan="2">2 – 25</td><td>50 – 80</td><td>50 – 100</td></tr>
<tr><td colspan="2">Морфология рудной залежи</td><td colspan="5">Пластовая наклонная</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Размеры рудной залежи</td><td>Длина (м)</td><td colspan="5">25 – 30</td></tr>
<tr><td>Ширина (м)</td><td colspan="5">2.5 – 3.0</td></tr>
<tr><td>Мощность по типам рельефа (м)</td><td>2 – 5</td><td>5 – 10</td><td colspan="3">10 – 15</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Удельная рудоносность (запасы у.е. на 1 км^2 площади)</td><td>Средняя</td><td colspan="5">28.8</td></tr>
<tr><td>По типам рельефа</td><td>24.7</td><td>18.9</td><td>28.8</td><td colspan="2">43.0</td></tr>
<tr><td colspan="2">Безрудные участки (%)</td><td>20</td><td>7</td><td>1</td><td colspan="2">1</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">Качество бокситов</td><td>Высокое</td><td>Среднее</td><td>Высокое</td><td colspan="2">Среднее и высокое</td></tr>
<tr><td colspan="5">Высокожелезистые карбонатные малосернистые</td></tr>
</table>

Табл. 8.6

Прогнозно-оценочная модель долинных месторождений

Тип рельефа	Денудационно–аккумулятивный			Аккумулятивный		
Элементы рудоносного рельефа	Склон			Долина		
Зона рельефа	Сильнорасчленённая				среднерасчленённая	
Морфологический тип рудоконтролирующих форм	ложбины, мелкие долины	долины V - образные	долины U - образные	долины ящикообразные	долины корытообразные	долины U-образные
Разрез						
Литологический состав фундамента	Песчано-глинистые отложения D_3 fr	Песчано-глинистые отложения D_3 fr	Песчано-глинистые отложения D_3 fr, V	Песчано-глинистые отложения V	Песчано-глинистые отложения D_3 fr, V	Песчано-глинистые отложения D_3 fr и метадиабазы PR_2 vt
Основные параметры рудоконтролирующих депрессий и рудных тел						
Параметры депрессий — Длина, км	3 – 6	3 – 6	6 – 10	12	20	26
Параметры депрессий — Ширина, км	0.5 – 1.5	0.5 – 1.5	1.0 – 1.5	0.8 – 1.2	1 - 6	1 – 7
Параметры депрессий — Мощность, м	10 - 35	45 - 53	15 - 45	25	20 - 35	40
Параметры рудных тел — Длина, км	1 – 1.25	1 - 2	1.7 - 4	6.8	9.5	11.8
Параметры рудных тел — Ширина, км	0.4 – 0.6	0.5 – 0.8	0.5 – 5.55	0.3 - 1	1.6 – 4.8	2.5
Параметры рудных тел — Мощность, м	0.46 – 2.6	2.65 - 4	2.7 – 4.1	3.48	4.7	6.5
Запасы месторождений (условные единицы)	0.12 – 0.15	0.37	1.2 – 1.5	1.73	9.8	7.9
Литологический состав бокситов	Реликтово-обломочный, участками пелитовый	Реликтово-обломочный, участками пелитовый	Реликтово-обломочный, реже пелитовый с маломощными прослоями грубообломочных разностей	Пелитовые с маломощными прослоями грубообломочных разностей	Пелитовые с маломощными прослоями грубообломочных разностей	Реликтово-обломочные, реже пелитовые
Качество (кремниевый модуль)	2.7	2.7	2.9	2.6	2.6	3.1
Удельная рудоносность (условные единицы на 1 км^2 площади)	0.6	1.4	3.4	3.4	3.4	8.4

Перспективные площади (Светлинская, Вымско-Ворыквинская) находятся в непосредственной близости (15-25 км) от разрабатываемого Вежаю-Ворыквинского месторождения. Помимо недавно выявленных рудных тел на Светлинской площади отдельными скважинами вскрыт полный разрез бокситоносной коры выветривания, включающий пласты бокситов мощностью от 3 до 6 м.

Здесь могут быть локализованы полигенные залежи бокситов латеритного и осадочно-латеритного генотипов крупных размеров, образованных в результате латеритного выветривания существенно карбонатных и полевошпат-карбонатных пород и их перемещенных продуктов; они будут расположены на пенепленизированных поверхностях денудационных останцов и их расчлененных склонах. Кроме того, возможно выявление линейно-вытянутых залежей, связанных с линейно-трещинными корами выветривания существенно сланцевых пород паунской свиты в зоне их контакта с карбонатными павьюгскими образованиями.

Таким образом, для формирования всех месторождений бокситов принципиально важно наличие благоприятного климата (эпох латеритообразования), периодов тектонической стабильности; благоприятных ландшафтно-геоморфологических условий и благоприятного субстрата. Оптимальное сочетание этих факторов способствует крупнейшему накоплению бокситов в странах тропического пояса. Для России, где все бокситовые месторождения представляют собой остатки гипергенных покровов, сохранившихся от разрушения, чрезвычайно важным, кроме перечисленных, является фактор сохранности, который должен рассматриваться в ряду важнейших прогнозных критериев. Только месторождения, залегающие в основании мощных трансгрессивных серий, надежно и быстро перекрытые морскими осадками, способны сохранить крупные размеры. Качество бокситов, обычно высокое на молодых месторождениях тропической зоны, также может сохраниться лишь в условиях очень быстрого перекрытия предпочтительно карбонатными осадками, так как кремнекислые восстановительные воды, связанные с терригенным перекрытием, ухудшают качество руд.

Литература

1. Антоненко Л.А., Калмыков Б.А. Распространение литологических типов бокситоносных отложений СУБРа. //Литология и полезные ископаемые, 1983, №1.С.143-150.
2. Беэр М.А., Бывшев А.А. Основные этапы формирования бокситоносных структур девонского шельфа Западного Урала. //Прогнозирование и оценка месторождений бокситов. М.:ВИМС,1985.С.33-45.
3. Богатырев Б.А. Бокситоносность складчатых областей геосинклинального типа. / В кн. Бокситоносность главных тектонических структур земной коры. М.: Наука, 1988. С. 154-192.
4. Бокситоносные комплексы Урала. Под ред. Б.М.Михайлова // Тр.ВСЕГЕИ, т.344. Л.: Недра, 1987. 229 с.
5. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971.366 с.
6. Бывшев А.А., Антоненко Л.А. Роль подстилающего комплекса в формировании залежей бокситов Южного Урала //Литология и полезные ископаемые, 1989, № 5. С.59-70.
7. Валетон И. Бокситы / М.: Мир, 1974. 214 с.
8. Вишняков С.Г. Литологический очерк Тихвинского бокситоносного района // Тр.Лен.геол.упр.1940. Вып.21.С.56-72.
9. Горецкий Ю.К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений // Тр. ВИМС. Новая серия, 1960, вып.5. 258 с.
10. Гуткин Е.С. Геология и геохимия девонских бокситов Северного Урала / М.:Недра, 1987. 226 с.
11. Демина В.Н. Бокситы Среднего и Южного Тимана / М.:Наука, 1977. С.35-67.
12. Ершова Е.В., Лейпциг А.В. Литолого-фациальные условия образования и качество девонских бокситов Северного Урала // Геология и оценка алюминиевого сырья. М.:ВИМС, 1990.С.16-37.
13. Кальберг Э.А., Левандо Б.П., Махнач З.К. Бокситы северо-запада Русской платформы / Платформенные бокситы СССР М.: Наука, 1972.С.22-48.
14. Киреев Ф.А. Тихвинские бокситовые месторождения овражного типа. Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР / М.: Наука, 1974. С.111-114.

15. Клекль В.Н. Древние коры выветривания КМА и перспективы поисковых работ на бокситы //Литология и полезные ископаемые, 1969.С.53-66.

16.Кирпаль Г.Р. Промышленные типы месторождений бокситов и их геолого-экономическая оценка / М.: Недра, 1977.

17.Кирпаль Г.Р. Прогноз и поиски месторождений бокситов / М.: Недра,1980.С.6-35.

18.Колокольцев В.Г. Палеогеографические особенности формирования бокситов Кедва-Ваповских месторождений Тимана. Проблемы генезиса бокситов / М.: Наука, 1975. С.135-151.

19.Кривцов А.И. Домезозойские бокситы СССР / М.: Недра, 1973. 379 с.

20.Кустов Ю.Е., Скловский А.М., Романович И.Ф. Формационный анализ - основа прогнозирования бокситоперспективных площадей. // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1998, №5. С.52-60.

21.Лебедев В.А., Демина В.Н., Яцкевич Б.А. Закономерности формирования и размещения бокситов Щугорского месторождения на Среднем Тимане // Кора выветривания, 1983, №18. С.165-177.

22.Лейпциг А.В. Фациальные ряды осадков и классификация бокситовых территорий СССР // Советская геология, 1984, №5. С.96-105.

23.Лейпциг А.В., Кустов Ю.Е. и др. Методические указания по применению рационального комплекса геолого-геохимических и геофизических методов при поисках и оценке месторождений бокситов (прогнозно-поисковый комплекс) М.:ВИМС,1987.С.24-52,103.

24.Лейпциг А.В., Кустов Ю.Е., Шумов О.В. и др. Методические рекомендации по проведению поисковых и поисково-оценочных работ на бокситы / М.:ВИМС,1993.76 с.

25.Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых, ч.3. Оценка прогнозных ресурсов цветных металлов. ВНИИЗарубежгеология / М.:1989. С.184-202.

26.Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания / Л.: Недра, 1986.

27.Одокий Б.Н. Бокситоносность Воронежской антеклизы. Автореферат канд.диссертации. Воронеж. 1972. С.25

28.Пастухова М.В. Процесс бокситизации обломочного материала и его роль в образовании бокситов, залегающих на карбонатных породах. Проблемы генезиса бокситов / М.: Наука, 1975. С.78-100.

29.Репина М.Н. Природа бокситов северной части Среднего Тимана. Прогнозирование месторождений бокситов / М.: ВИМС,1983. С.42-55.

30.Сапожников Д.Г. Типы платформенных бокситов СССР, их особенности и условия их образования / М.: Наука, 1971. С.320-351.

31.Сапожников Д.Г., Богатырев Б.А., Демина В.Н. и др. Бокситоносность главных тектонических структур земной коры / М.: Наука, 1988. 247 с.

32.Скловский А.М., Косоруков В.Л., Шумов О.В. Фациальные обстановки и палеогеография девонской эпохи бокситонакопления на Среднем Тимане // Литология и полезные ископаемые, 1980, № 3. С.21-39.

33.Скловский А.М., Соловьева С.А., Хончева И.В. Палеогеоморфология и палеогеография средневизейской эпохи бокситообразования на Русской платформе как основа локального прогноза. Крупномасштабное и локальное прогнозирование месторождений алюминиевого сырья / М.: ВИМС,1986. С.4-34.

34.Скловский А.М., Соловьева С.А. Ведущие рудоконтролирующие факторы и критерии прогноза месторождений бокситов Северной Онеги. //Изв.ВУЗов. Геология и разведка,1989, № 7. С.52-65.

35.Теняков В.А. Генетическая классификация и прогнозирование месторождений бокситов // Разведка и охрана недр,1978, № 10. С.21-25.

36.Хожаинов Н.П., Акаемов С.Г. и др. Геология, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского района КМА // Тр. Воронежского гос. ун-та. Воронеж.1972. С.15-24.

37.Яцкевич Б.А. Палеогеографические особенности формирования бокситов Ворыквинской группы месторождений Среднего Тимана. Новые данные по геологии бокситов / М.: ВИМС,1978. С.49-62.

9. ТАНТАЛ И НИОБИЙ

Тантал и ниобий – элементы первой подгруппы пятой группы таблицы Д.И. Менделеева, имеют порядковые номера 73 и 41, атомные массы 180,95 и 92,91. В природе они пятивалентны и образуют только кислородные соединения. Среднее содержание ниобия в земной коре составляет 17 г/т при Nb/Ta, равном 11.3 [31, 32]. Оба эти элемента в земной коре очень часто ассоциируют.

Все природные их концентрации связаны с гранитными пегматитами, редкометалльными гранитами и разнообразными формациями щелочных пород. Не выявлено промышленных концентраций этих металлов в ассоциациях ни с халькофильными, ни с сидерофильными элементами.

9.1. Тантал

Традиционно к месторождениям тантала относят не только собственно танталовые, но и тантал-ниобиевые месторождения.

9.1.1. Размещение танталовых и тантал-ниобиевых месторождений в тектонических структурах земной коры и связь их с геологическими формациями. Генетическая и рудно-формационная классификация.

Общие глобальные и региональные закономерности размещения эндогенных редкометалльных месторождений, в том числе собственно танталовых и тантал-ниобиевых, установленные на основе анализа геологических и минералогических исследований [1, 3, 4, 5, 22], заключаются в следующем:

1. Структуры, в которых локализуются эти месторождения, представляют собой планетарные континентальные палеорифтовые системы и их гомологи в глубоком докембрии (зеленокаменные пояса, геосинклинальные троги, авлакогены), возникающие при деструкции и последующем растяжении земной коры в процессе тектономагматической активизации – рифтогенной реювенизации [30]. Такие системы состоят из грабенов и горстов, образуются в платформенные стадии развития земной коры и возникают на щитах платформ, в срединных массивах и в участках ранней консолидации складчатых поясов. В частности, тантал-ниобиевые месторождения Стрендж-Лейк, Тор-Лейк, плато Джос локализованы в рифтовых системах щитов платформ, Улуг-Танзекское – в докембрийском срединном массиве каледонид, Полярно-Уральские – в Харбейском срединном массиве герцинид, Зашихинское – в области ранней (байкальской) консолидации структур Урало-Монгольского складчатого пояса.

2. Редкометалльные месторождения, локализованные в какой-либо рифтовой системе, одновозрастны и генетически однотипны, но в ходе геологической истории эти системы нередко телескопировались, и месторождения в них оказывались полихронными и полигенетическими. Так, в Восточном Саяне в Урикско-Ийском раннепротерозойском троге локализованы пегматитовые месторождения тантала (Вишняковское, Гольцовое и др.) того же возраста, а в его Зимовьинской ветви, телескопированной позднекембрийским рифтом, - рифейские карбонатитовые месторождения ниобия (Белая Зима и др.).

3. Возникновение крупных рифтовых систем и связанных с ними щелочных пород и месторождений совпадало с эпохами глобальной перестройки структур коры Земли, главным образом с палео- и мезопротерозоем (м-ния Катугинское, Брокмен, Стрендж-Лейк, Тор-Лейк и др.) и с поздним палеозоем-мезозоем (м-ния плато Джос, Зашихинское и др.). В эти эпохи формировались самые крупные и богатые тантал-ниобиевые месторождения. Для других периодов геологической истории рифтогенез, щелочные породы и крупные танталовые и тантал-ниобиевые месторождения менее характерны.

4. Крупные рифтовые системы вписываются в сквозьконтинентальные линеаменты – мощные ослабленные зоны повышенной трещиноватости, состоящие из глубинных, в том числе скрытых разломов и образующие на поверхности Земли глобальную ортогонально-диагональную сеть. Крупнейшие тантал-ниобиевые месторождения локализованы в узлах пересечения разрывов, составляющих линеаменты: Зашихинское месторождение – в пересечении Агуло-Тагульского грабена, вписывающегося в Саянский линеамент, с Таймыро-Малазийским линеаментом, Катугинское – в пересечении Каларского трога, вписывающегося в Становой линеамент, с Оленекско-Моркокинским линеаментом и т.д. [4, 5]. К узлам пересечения линеаментов приурочены также некоторые другие рудные месторождения [29].

5. Геофизически рифтовые системы характеризуются высоким стоянием поверхности Мохо, дискретными положительными магнитными и плотностными аномалиями, а их грабены – наличием в верхней мантии слоя с пониженными скоростями продольных сейсмических волн.

6. Своеобразная черта палеорифтов - проявление на поздних этапах их развития гранитного магматизма, который сопровождается редкометалльными пегматитами. Гранитные массивы располагаются на днищах палеорифтов, где они возникают в форме крупных округлых или овальных в плане гранитогнейсовых куполов, которые, разрастаясь, проникают в верхний структурный этаж, образуя типичные трещинные массивы аллохтонных гранитов, локализующиеся в основном вдоль прибортовых и сопряженных с ними поперечных разломов. Пегматитовые поля пространственно и генетически связаны с гранитами, тяготеющими к разломам, которые ограничивают палеорифты, при этом пегматиты располагаются на продолжении структур, контролирующих локализацию гранитных массивов, иногда вообще теряя видимую связь с последними.

В срединных массивах («микроконтинентах»), сложенных докембрийскими породами и располагающихся в пределах областей фанерозойской складчатости, пояса пегматитов также приурочены к наложенным на эти массивы разломам и заложившимся на них прогибам – грабен-синклинориям, при этом время возникновения пегматитов соответствует возрасту завершающих этапов складчатости, т.е. пегматиты связаны с зонами «резонансной» тектономагматической активизации [27].

В типичных фанерозойских складчатых областях пегматитовые поля и пояса, так же как на кратонах и в микроконтинентах, возникают в платформенные стадии развития этих областей и локализуются в грабен-синклиналях, испытавших длительное и интенсивное прогибание, вследствие чего пояса пегматитов в них залегают среди мощных флишевых песчано-сланцевых толщ, прослоенных в отдельных случаях эффузивами [27].

Для фанерозойских складчатых областей характерна ассоциация в пределах единых провинций редкометалльных пегматитов и гранитов, с одной стороны, и грейзеновых, а также кварцево-жильных месторождений олова, вольфрама, иногда висмута - с другой.

В отличие от редкометалльных пегматитов массивы редкометалльных гранитов в фанерозойских складчатых областях размещаются в межграбенных горстах, сложенных породами более древними, нежели флишоидные толщи грабенов, и локализуются там в бортах горстовых поднятий в постскладчатых разрывах и в узлах их пересечений. Эти массивы пространственно и генетически связаны с крупными многофазными гранитными интрузивами в основном мезозойского возраста и представляют собой их заключительные фазы. Вмещающими породами массивов редкометалльных гранитов чаще всего являются песчано-сланцевые толщи, иногда метаморфизованные до фации зеленых сланцев, реже слабоскарнированные известняки.

Отмеченные основные закономерности размещения месторождений в виде схематической геологической модели изображены на рис. 9.1.

Эндогенная группа месторождений тантала представлена различными генетическими типами: магматическим, постмагматическим, пегматитовым, метасоматическим, а экзогенная – остаточными корами выветривания и россыпями. Каждый из этих типов в свою очередь включает одну-две рудных формации (табл. 9.1).

В качестве ведущих классификационных признаков для всех этих месторождений являются либо формационный тип рудоносных магматических, либо (при отсутствии видимой связи с магматизмом) метасоматических пород. Эти признаки выражены и фиксируются наиболее четко, чего нельзя сказать о различиях между формациями по элементному составу руд, а также по видовому составу собственно редкометалльной минерализации, которая занимает лишь незначительную долю объема и в основном труднодиагностируема визуально [24]. Так, с гра-

нит-гранодиоритовой и гранит-лейкогранитовой рудогенерирующими формациями связаны собственно-танталовые месторождения редкометалльно-пегматитового и редкометалльно-гранитового формационных типов, а с щелочными гранитоидами, с щелочными метасоматитами зон приразломного метаморфизма и с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами – руднoформационные типы комплексных тантал-ниобиевых месторождений (см. табл. 9.1.).

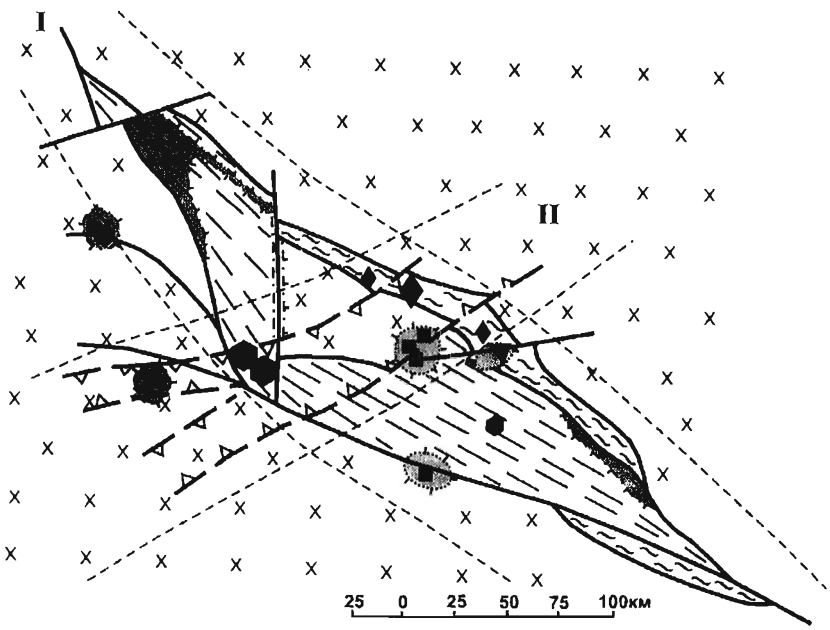


Рис. 9.1. Обобщенная модель редкометальной структурно-металлогенической зоны полициклического развития
(по А.Д. Щеглову и др., 1993 с добавлениями)

Протоплатформенный раннеархейский фундамент

Позднеархейский зеленокаменный пояс, наложенный на протофундамент

Архейско-раннепротерозойская проторифтовая система: а-грабен-трог унаследовавший зеленокаменный пояс, б-горст, сложенный породами протофундамента

Палеозойская рифтовая система: границы грабенов, эродированных до корневых частей

Разрывы, ограничивающие главнейшие тектонические структуры

Геофизическая характеристика структур: а-поля положительных магнитных аномалий, б-поля положительных аэрорадиоаномалий. Бергштрихи направлены в сторону понижения значений полей

Границы планетарных линеаментных зон: I - северо-западной, II - субмеридиональной

Месторождения тантала и ниобия

Пегматитовые танталоносные и литиеносные с попутным танталом, позднеархейские

Щелочно-гранитные тантал-ниобий-редкоземельно-циркониевые, раннепротерозойские

Щелочно-метаморфогенные тантал-ниобий-редкоземельно-циркониевые, позднеархейско-раннепротерозойские

Нефелин-сиенитовые тантал-ниобий-редкоземельно-циркониевые, среднепалеозойские

Карбонатитовые ниобиевые, раннепалеозойские

Размеры месторождений

Крупные и уникальные

Прочие

Таблица 9.1.

Генетические типы и рудные формации танталовых и тантал-ниобиевых месторождений

Генетический тип	Рудная формация	Родственные геологические формации и фации		Геотектоническая позиция
		рудогенерирующие	рудоносные (РН) и рудовмещающие (РВ)	
1	2	3	4	5
Пегматитовый	Редкометалльная танталовая пегматитовая. Субформация А. На докембрийских щитах и платформах. Субформация Б. В фанерозойских складчатых областях	Гранит-гранодиоритовая (ранняя стадия) и гранит-лейкогранитовая (поздняя фаза) рудогенерирующих дифференцированных аллохтонных магматических комплексов	РН – сподумен-микроклин-альбитовые, микроклин-альбитовые и альбитовые пегматиты, РВ – метаморфические амфиболсодержащие породы, РН – тоже, РВ – гранитоиды и метаморфизованные терригенные породы.	В грабенах проторифтовых систем (в зеленокаменных поясах, трогах, авлакогенах) Грабен-синклинории и грабен-синклинали фанерозойских складчатых областей.
Постмагматический	Редкометалльная танталовая гранитная	То же	РН – литиево-слюдистые, сподуменовые и амблигонитовые граниты, РВ – терригенные флишоидные песчано-сланцевые, иногда карбонатные толщи	Эпиплатформенные зоны тектономагматической активизации, а в них горстовые поднятия и срединные массивы.
Магматический	Редкометалльная тантал-ниобиевая нефелин-сиенитовая	Агпаитовых нефелиновых сиенитов массивов центрального типа		Области рифтогенной активизации щитов платформ

Продолжение табл. 9.1

1	2	3	4	5
Метасоматический	Редкометалльная танталниобиевая щелочно-метасоматитовая. Подтипы: А. Щелочно-метасоматитовая гранитогенная	Щелочные гранитоидные интрузии центрального типа	РН – кремнещелочные метасоматиты, РВ – щелочные граниты	Горстовые поднятия проторифтовых и рифтовых систем, наложенных на щиты платформ, срединные массивы и области ранней консолидации складчатых поясов
	Б. Щелочно-метасоматитовая метаморфогенная	Щелочные метасоматиты зон приразломного метаморфизма амфиболитовой фации низкого давления	РН – кремнещелочные метасоматиты, РВ – гнейсы, кристаллические сланцы, редко катаклазированные щелочноземельные граниты	Грабены проторифтовых и рифтовых систем, наложенных на щиты платформ, срединные массивы и области ранней консолидации складчатых поясов
Остаточные коры выветривания, россыпи ближнего сноса	Танталовая, танталниобиевая	Субстрат – редкометалльные граниты, пегматиты, щелочные гранитогенные и метаморфогенные метасоматиты, нефелиновые сиениты		Районы развития мезозойских и кайнозойских площадных и линейных остаточных кор выветривания и ближнего сноса

Редкометалльные танталоносные пегматиты независимо от их возраста располагаются в узких зонах прогибов, в которых накапливаются весьма сходные толщи флишевых и эффузивно-терригенных пород. Однако докембрийские троги отличаются от фанерозойских грабен-синклиналей постоянным присутствием в них межпластовых тел ультраосновных и основных пород, а также несколько иной обстановкой развития гранитного магматизма, обусловленной существованием системы глубинных разломов, по которым возможен поток ювенильных растворов, благоприятствующий процессам анатексиса и гранитизации. Формирование гранитных массивов в докембрийских палеорифтах в условиях напряженного тектонического режима сказывалось на их дифференцированности и отрыве от них пегматитовых полей. В фанерозойских грабен-синклинориях и грабен-синклиналях обнаруживается пространственная приуроченность пегматитов к материнским гранитам. Это выражается в том, что распределение пегматитов характеризуется чёткой зависимостью от морфологии контактовых поверхностей материнских плутонов: пегматиты локализуются в провесах кровли плутонов. У докембрийских пегматитов такая зависимость отсутствует.

Эти различия в размещении пегматитов разного возраста служат основанием для выделения в редкометалльной пегматитовой рудной формации двух субформаций (подтипов): 1) расположенных на кратонах (древних щитах и платформах) и 2) приуроченных к фанерозойским складчатым областям. Все наиболее крупные и богатые танталовые месторождения России имеют докембрийский возраст, укладывающийся в два интервала: 2000-2700 и 1600-1750 млн. лет.

Фанерозойские месторождения, а они в основном герцинские и киммерийские (300-200 млн. лет), имеют меньшие масштабы. Все танталоносные пегматиты независимо от возраста, по А.Е. Ферсману, относятся к натролитиевому геохимическому типу. Они часто отмечаются в составе единых пегматитовых полей вместе со сподуменовыми (литиеносными) и колумбит-берилловыми пегматитами, в которых тантал – попутный компонент.

Редкометалльные танталоносные граниты в литературе известны также как редкометалльные апограниты, литий-фтористые граниты и альбититы.

В петрохимическом отношении среди танталоносных гранитов различают субщелочные и существенно плюмазитовые разности. В первых мусковит отсутствует, во вторых - является одним из главных породообразующих минералов. Часто (но не обязательно) танталоносные граниты бывают амазонитовыми; в одних провинциях это наблюдается всегда, а для других не характерно.

Все разновидности редкометалльных гранитов сходны по условиям образования, пространственному размещению, характеру распределения танталового и попутного оруденения, минеральному составу и особенностям морфологии рудных тел, представленных чаще пологими залежами, приуроченными к куполовидным выступам кровли малых трещинных интрузивов. Учитывая эти обстоятельства, все данные месторождения объединены в один формационный тип – танталовый (с Nb, Li, Cs, Sn, W) редкометалльно-гранитовый.

Редкометалльные тантал-ниобиевые магматические месторождения объединяются в редкометалльный нефелин-сиенитовый рудно-формационный тип. Они генетически связаны с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами, слагающими массивы центрального типа, и сопровождаются сопутствующим цериевоземельным оруденением.

Метасоматические тантал-ниобиевые месторождения объединяются в один редкометалльный щелочно-метасоматитовый формационный тип, подразделяющийся на два подтипа (см. табл. 9.7.): щелочно-метасоматитовых гранитогенных месторождений в щелочных гранитах с главным рудных минералом колумбитом и щелочно-метасоматитовых метаморфогенных пирохлоровых месторождений, образованных по метаосадочным, метавулканогенным породам и в редких случаях - частично по щелочноземельным гранитам.

Метасоматиты гранитогенных месторождений разными исследователями именуются квальмитами [24], щелочными гранитогенными метасоматитами [1], криолит-литионитовыми гранитами, редкометалльными альбититами [31]. В подтипе обособляются: 1) месторождения в крупных вулкано-плутонических комплексах субщелочных и щелочно-земельных гранитов, в которых щелочные граниты слагают жерловые фации (м-ния плато Джос) и 2) месторождения в апикальных частях изолированных массивов щелочных гранитов. Массивы щелочных гранитов, материнских для магматогенных метасоматитов, гипабиссальные, размером от одного и до десятка квадратных километров. Месторождения располагаются в их апикальных частях, на-

следуя их форму, реже – в рассекающих массивы мощных жильных гидротермальных дериватах щелочных гранитов (м-ние Тор-Лейк), а также в жерловых фациях палеовулканов.

Тантал-ниобиевое отношение в рудах месторождений этого подтипа колеблется от 1:6 до 1:13-15, в среднем составляет 1:12.

При прочих равных условиях крупные месторождения формируются в крупных интрузивах и при хорошо экранирующих породах их кровли.

Щелочные метасоматиты метаморфогенных месторождений геологами именуются квальмитами [24], приразломными гранитоподобными метасоматитами [3], альбититами [2]. Они подразделяются на собственно метаморфогенные (Катугинское и др.) и месторождения, образованные по смешанному метаморфическому и щелочноземельно-гранитному (Полярно-Уральские м-ния) или только по щелочноземельно-гранитному (Олекминское м-ние) субстратам.

Собственно метаморфогенные месторождения крупные и сверхкрупные, месторождения, образованные по смешанному субстрату и по щелочно-земельным гранитам, средние и мелкие.

9.1.2. Промышленные типы месторождений тантала

Систематика месторождений тантала по промышленной значимости опирается на особенности, характеризующие сложность их геологического строения (форму, размеры и характер залегания рудных тел), на вещественный состав руд, содержание и соотношение в них основных и попутных компонентов, технологические свойства руд, горнотехнические условия отработки месторождений. Эти особенности определяют отнесение одних месторождений к промышленным, используемым в современных условиях, а других – к потенциальнопромышленным, имеющим перспективы промышленного освоения в будущем.

Важнейший параметр промышленной типизации этих месторождений - ниобий-танталовое отношение (Nb_2O_5/Ta_2O_5), которое изменяется в сотни раз. По этому показателю все месторождения тантала и ниобия подразделяются на собственно танталовые ($Nb_2O_5/Ta_2O_5 \leq 4$), тантал-ниобиевые ($Nb_2O_5/Ta_2O_5 > 5$ и до 20) и собственно ниобиевые ($Nb_2O_5/Ta_2O_5 > 20$). Танталовые месторождения представлены редкометалльными гранитными пегматитами, танталоносными гранитами, корами их выветривания и россыпями, тантал-ниобиевые – редкометалльными гранитогенными и метаморфогенными щелочными метасоматитами, агпаитовыми нефелиновыми сиенитами и связанными с ними россыпями. Среди ниобиевых месторождений ведущую роль играют карбонатиты и коры их выветривания.

Границы между промышленными, потенциально промышленными и непромышленными месторождениями тантала и ниобия определяются исходя из больших различий в стоимости тантала и ниобия, т.е. из экономической целесообразности и технологической возможности извлечения тантала из комплексных руд, а также из разных масштабов производства и объемов потребления этих металлов. В собственно танталовых месторождениях доля ниобия в суммарной стоимости получаемой конечной продукции незначительна. В собственно же ниобиевых месторождениях доля тантала не компенсирует затрат на его извлечение, и при экономических расчетах тантал суммируется с ниобием. В комплексных тантал-ниобиевых месторождениях суммарная стоимость тантала в конечной продукции выше, чем ниобия.

Промышленная типизация танталовых и тантал-ниобиевых месторождений приведена в табл. 9.2. Она охватывает либо уже эксплуатируемые объекты, либо разведанные и отнесенные к резервным. В классификацию не включены месторождения с неясными перспективами освоения, а также те, в рудах которых тантал при подсчете запасов учитывается как попутный компонент. Примерами подобных месторождений служат литиевые (сподуменовые) и бериллоносные пегматиты, жильные месторождения олова с танталсодержащим касситеритом, лейкоксеновые нефтеносные песчаники с примесной формой тантала и ниобия в лейкоксене, апатит-магнетитовые карбонатитоиды с гатчеттолитом и др.

Наиболее важное промышленное значение среди зарубежных танталовых и тантал-ниобиевых месторождений имеют танталоносные пегматиты с попутными ниобием, литием, цезием, бериллием, оловом. Из руд пегматитовых месторождений получают наиболее высокосортные танталовые концентраты, содержащие до 60% Ta_2O_5. За рубежом эти руды являются источником большей части производимого там тантала, в том числе всех танталовых концентратов. Если же учесть, что основная часть танталсодержащих шлаков получается при плавке касситеритовых концентратов, добываемых из россыпей, сформированных за счет размыва тех же пегматитов, то роль последних в общем балансе мирового производства тантала (без СНГ) еще более возрастает.

Таблица 9.2.

Промышленные типы танталовых и тантал-ниобиевых месторождений

№ пп	Геолого-промышленные типы потенциально промышленных (ППТ) и промышленных (ПТ) месторождений	Минеральные типы руд (примеры месторождений)	Среднее содержание в руде, %		Отношение $\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$	Сопутствующие компоненты (не всегда)	Форма, размеры и условия залегания рудных тел	Масштабы м-ний (рядовых) / наиболее крупных	Группа сложности по классификации ГКЗ
			Ta_2O_5	Nb_2O_5					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1.	Танталовый (с Be, Li, Cs, Rb, Nb, Sn) жильный пегматитовый ПТ	Сподумен-берилл-танталитовый в микроклин-альбитовых пегматитах (Бакенное, Завитинское)	0.010-0.02	-	0.5-2	Sn, Be, Nb (Li, Cs, Rb)	Серии наклонных выдержанных жил (мощн. 3-20 м)	мелкие / средние	2 и 3
		Сподумен (петалит)-воджинит-танталитовый в микроклин-альбитовых пегматитах (Берник-Лейк, Бикита, Вишняковское)	0.02-0.03 (до 0.15)	-	0.3-0.5	Li, Cs (Sn, Be, Rb)	Серии плитообразных пологих или крутых жил (мощн. 10-80 м)	средние	-"-
		Лепидолит-микролитовый в альбитовых пегматитах (Муруа и в месторождениях других типов)	0.015-0.03	-	0.15-0.35	Li, Cs, Rb (Be, Sn)	Пологие и крутые жилы (мощн. 3-4 до 10-15 м)	мелкие	-"-
2.	Танталовый(с Nb,Li,Cs,Rb, Be,Sn,W)куполовидно-залежный редкометалльно-гранитовый ПТ	Колумбит-микролитовый (Этыкинское м-ние), микролит-танталитовый (Орловское м-ние) в топаз-литионитовых гранитах	0.013-0.016	0.016-0.020	0.5-1.25	Nb, Li (Sn, W, Be)	Куполовидные,линзовидные залежи в апикальных частях гранитных плутонов (площ. до 1-2 км^2, мощн. 10·п.м.)	мелкие / средние	2
		Колумбит-стрюверитовый в цинвальдит-топазовых гранитах (Пограничное, Вознесенское месторождения)	0.010-0.012	0.01-0.02	1.0-1.5	Nb, Li, Ti	-"-	мелкие	2 и 1
		Сподумен-танталитовый (Алахинское м-ние) и амблигонит-колумбит-касситеритовый (Кестер) в лейкократовых гранитах	0.010-0.015	0.01-0.02	1.0-1.5	Nb, Li, Cs (Sn)	Штокообразные, дайкообразные (площ. 0,1-0.5 км^2, мощн. до 100 м.)	мелкие / средние	1

Продолжение табл. 9.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
3.	Танталниобиевый (с Zr, Hf, Y, TR, Li, Be, U, Th) щелочнометасоматитовый ППТ								
3.1.	Магматогенный; рудные тела наследуют форму тел рудопродуктивных интрузивов. ППТ в России, ПТ за рубежом	Циркон-пирохлор-колумбитовый в рибекитовых метасоматитах (Улуг-Танзек, Зашихинское, коренные месторождения плато Джос)	0.015-0.03	0.1-0.2	6-13 сред. 12	Y, TR, Zr, Hf, U, Th	Штокообразные, трубообразные, куполовидные, линзовидные тела в "материнских" гранитах (площ. 1-2 км^2, мощн. 100-150 м)	Крупные	1 и 2
		Эльпидит-циркон-пирохлоровый в рибекитовых метасоматитах (Стрендж-Лейк)	0.02-0.05	0.3-0.8	сред. 14	Zr, Y, TR	То же	Крупные	1 и 2
3.2.	Метаморфогенный; морфология рудных тел обусловлена составом и строением субстрата. ППТ в России, ПТ за рубежом	Криолит-циркон-пирохлоровый с колумбитом в эгирин-арфведсонитовых метасоматитах (Катугинское, Брокмен)	0.015-0.03	0.12-0.4	10-20 сред. 14-15	Zr, Hf, Y, TR, U, Th, криолит	Согласные пласты, линзы в толще метасоматических пород (мощн. 100-300 м, протяженность n км)	Уникальные	2
		Циркон-колумбит-фергусонитовые с пирохлором в фенгитовых и рибекитовых метасоматитах и в альбититах (Полярно-Уральские: Тайкеу, Лонгот-Юган, Усть-Мраморное)	<0.01-0.016	<0.1-0.15	10-15 сред. 13	Zr, Hf, Y, TR	То же (мощн. n·10 м, протяженность 0,n км)	Мелкие	2
4.	Тантал-ниобиевый (с TR, Ti) в расслоенных интрузивах агпаитовых нефелиновых сиенитов, ПТ	Лопаритовый в луявритах, малиньитах, ювитах, уртитах (Ловозерское)	0.022-0.027	0.25-0.40	13-14	TR, Ti (Zr, P)	Выдержанные слои стратифицированной интрузии (мощн. 0.5-2.0 м)	Крупные	1
5.	Остаточные коры выветривания						Линейно-площадные пх10м, пх100 и больше	Мелкие, средние, крупные	1

Продолжение табл. 9.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
5.1	Ниобий-танталовый на щелочных гранитах ПТ	Колумбитовый, касситерит-колумбитовый (плато Джос, Нигерия)	0.03	0.26	9.0-11.0	Sn	То же	То же	2
5.2	Тантал-ниобий-цирконовый ПТ	Пирохлор-цирконовый (Катугинское)	0.035	0.45	13-15	ZrO_2 до 2.0	-"-	-"-	2
5.3.	Танталовый и олово-танталовый на пегматитах ПТ	Касситерит-танталитовый (Гринбушес в Австралии)	0.03-0.05	-	0.25-3.0	Sn	-"-	-"-	2
5.4.	Танталовый и олово-танталовый на редкометалльных гранитах ППТ	Колумбит-танталит-касситеритовый (м-ния ЮВ Азии)	0.01-0.02	0.01-0.015	1-1.5	SnO_2	-"-	-"-	2
6.	Россыпной ПТ	Колумбит-танталитовый, касситерит-танталитовый (Гринбущес, Уоджина в Зап. Австралии, Назарену и Питинга в Бразилии)	0.03-0.05	0.01-0.3	0.3-10	Sn до 0.3	Линзо- и лентовидные залежи пх100-200	мелкие / средние	

Преимущественно жильная или линзообразная форма и относительно небольшие размеры пегматитовых тел усложняют и удорожают их эксплуатацию, а при их продолжении на глубину, в том числе и из-за необходимости применения подземного способа отработки.

Кроме того, в рудах пегматитовых месторождений содержание тантала быстро падает с глубиной. Наиболее обогащены танталом обычно верхние тела пологопадающих жильных серий, а также верхние части крутопадающих тел, особенно в раздувах. В России производство танталовых концентратов из руд танталоносных пегматитов не ведется, хотя месторождения этого промышленного типа разведаны и могут быть использованы промышленностью.

В России более важное значение в производстве танталовых концентратов имеют месторождения в танталоносных редкометалльных гранитах – топаз-литионитовых, амблигонит-касситеритовых и сподумен-танталитовых (с попутными ниобием, литием, оловом, иногда вольфрамом, бериллием). Руды этих месторождений обычно бедные по содержанию тантала (0.012-0.015, реже 0.02-0.025% Ta_2O_5). Наиболее богатые танталом рудные участки (до 0.04-0.06% Ta_2O_5) приурочены к верхним частям месторождений и имеют небольшие размеры. Из-за низких содержаний тантала отработка этих месторождений рентабельна при условии их выхода на поверхность или при неглубоком залегании. Некоторые месторождения этого типа комплексные – тантал-оловянные и литий-танталовые. Последние по составу оруденения являются аналогами сподуменовых пегматитов.

Тантал-ниобиевые щелочно-метасоматитовые месторождения (в кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах - квальмитах) при минерально-геохимическом сходстве руд резко различаются по морфологии и условиям залегания рудных тел и по особенностям их вещественного состава, отчего и подразделяются на два подтипа: магматогенный и метаморфогенный.

В магматогенном подтипе месторождений последние практически наследуют форму рудопродуктивных массивов щелочных или субщелочных гранитов. Это определяет простую форму и крупные размеры рудных тел. Практически каждое месторождение представлено единым рудным телом, весьма удобным для карьерной отработки. В самых крупных месторождениях оруденение без существенных изменений протягивается на глубину 500-600 м и более, в менее крупных месторождениях на глубине примерно 300 м богатое оруденение сменяется рядовым и затем бедным ($\leq$0,01 Ta_2O_5).

В подтипе метаморфогенных месторождений рудоносные щелочные квальмиты слагают линзовидно-пластообразные тела мощностью в несколько сотен метров, залегающие согласно с метаморфическими породами субстрата. Эти тела распадаются на чередующиеся между собой линзы, возникающие по разному субстрату (сланцам различного состава, гранитогнейсам и др.), а потому отличающиеся друг от друга по минеральному составу, структурно-текстурным особенностям руд, содержаниям и соотношениям полезных компонентов. Отработка подобных месторождений должна предусматривать возможность селективной выемки отдельных «пластов» и линз.

Минеральные типы руд в обоих подтипах выделяются с учетом вариаций в видовом составе редкометалльного оруденения, а также парагенезисов темноцветных минералов. В большинстве случаев руды тонко- и мелковкрапленные и соответственно довольно труднообогатимые.

Тантал-ниобиевые месторождения в расслоенных плутонах агпаитовых нефелиновых сиенитов с сопутствующими редкими землями цериевой подгруппы и титаном представлены единственным в мире уникальным Ловозерским месторождением, обеспечивающим основную часть добычи тантала и ниобия в России и составляющим существенную долю их балансовых запасов. В Ловозерском плутоне редкометалльное оруденение (выраженное в основном лопаритом) слагает выдержанные пологонаклонные рудные горизонты, приуроченные к основаниям ритмично чередующихся пачек, состоящих из слоев луявритов, уртитов, ювитов, фойяитов. Содержание мелковкрапленного лопарита в рудах достигает нескольких процентов. Месторождение отрабатывается в основном шахтным способом и частично - карьерами.

В силу большой выдержанности рудных горизонтов как по мощности, так и по содержанию лопарита, месторождение разведуется в основном бурением. Данные опробования выражают в метропроцентах лопарита, и все прочие геолого-экономические расчеты ведутся на лопаритовый концентрат. Содержание тантала и особенно ниобия в лопарите понижается от верхних рудных горизонтов к нижним. Параллельно возрастает содержание цериевых редких земель (с 30 до 35%). Редкие земли в лопарите существенно цериевые (лантан, церий, празеодим и неодим). Высокая контрастность лопаритовых руд определяет их прекрасную обогати-

мость, однако лопаритовые концентраты самые бедные по содержанию тантала (~0.5% Ta_2O_5) и ниобия (~7% Nb_2O_5) в мировой практике, а химикометаллургическая переработка их весьма сложна, дорога и экологически небезопасна.

Ловозерское месторождение (с учетом его глубоких горизонтов) располагает очень большими запасами и ресурсами тантала и ниобия. Никаких перспектив на выявление аналогов Ловозерского месторождения в России нет, поэтому не возникает и необходимости специально рассматривать связанные с ними методические вопросы оценки прогнозных ресурсов.

Известные остаточные коры выветривания и россыпи ближнего сноса, образовавшиеся за счет коренных танталовых и тантал-ниобиевых месторождений, имеют мезо-кайнозойский и кайнозойский возраст. В России из-за небольших размеров они не имеют практического значения, кроме коры выветривания на Катугинском месторождении, где она пока представляет интерес только как источник нерадиоактивного циркона. Содержания тантала и ниобия в ней сопоставимы с таковыми же в коренных рудах, а циркон содержится в количестве до 2% на массу породы. За рубежом, в странах с жарким климатом коры химического выветривания и россыпи ближнего сноса, развитые на месторождениях танталоносных пегматитов и гранитов, в ряде случаев разрабатываются. Однако в России вследствие ее географического положения обнаружение сколько-нибудь крупных экзогенных танталовых и тантал-ниобиевых месторождений маловероятно.

9.1.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания

Танталоносные пегматиты

Основные элементы прогнозно-поисковой модели полей танталоносных пегматитов изображены на рис. 9.2 и заключаются в следующем: .

1. Поля и месторождения редкометалльных, в том числе и танталоносных пегматитов, независимо от возраста и геологической позиции тяготеют к поясам регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа (по Миясиро).

2. Всем им непосредственно предшествует гранитный магматизм, отличающийся высокой степенью дифференциации гранитной магмы.

3. Жильное пространство, ныне занятое пегматитом, в большинстве случаев представляет собой трещину в исходно монолитной породе.

4. Рудные поля танталоносных пегматитов формировались по завершению региональной складчатости, т.е. в относительно жестких консолидированных структурах, обеспечивающих приоритет хрупких дислокаций над пластичными. Для этих полей характерно отсутствие приуроченности к каким-либо конкретным формам пликативных дислокаций во вмещающей осадочно-метаморфической толще.

5. В пределах полей редкометалльных пегматитов, с которыми связаны месторождения тантала, лития, цезия, проявляется тенденция к развитию вертикальной геохимической зональности.

Эта зональность выражается в накоплении в вертикальном разрезе содержаний тантала, олова, цезия, фтора, максимальные концентрации которых приурочены к апикальным частям всего поля. Значительно больший вертикальный размах имеют концентрации лития, рубидия и еще больший - бериллия. Соответственно в вертикальном разрезе резко меняются индикаторные отношения K/Rb (от 100 до 10) и Nb/Ta (от 3/1 до 1/4). Отмеченные переходы могут наблюдаться как в пределах одного рудного тела, так и в пределах серии сменяющих друг друга по падению тел, иногда расположенных кулисообразно по отношению одного к другому и образующих в целом единую пегматитовую систему – рудное поле. Тенденция к проявлению зональности подобного рода наблюдается практически во всех пегматитовых полях, однако она может усложняться в зависимости от ряда факторов, главными из которых являются следующие [9]:

- Наклон рудовмещающей структуры. В крутопадающих телах наиболее обогащены танталом и цезием апикальные участки пегматитовых инъекций, в пологопадающих – участки, располагающиеся со стороны висячего бока этих инъекций, вследствие чего наряду с вертикальной зональностью проявляется и поперечная. В тех же случаях, когда пегматиты имеют весьма пологий угол падения, измеряемый несколькими градусами, т.е. тела залегают почти горизонтально, наибольший интерес представляют самые верхние жилы пегматитового узла, особенно при наличии в них седловидных перегибов.

- Наличие «структурных ловушек», определяющих концентрацию летучих соединений не только в апикальных участках пегматитовых инъекций, но и в участках флексурообразных перегибов тел по падению (и простиранию), где возникают мощные раздувы, за которыми обычно следуют пережимы. Подобного рода раздувы пегматитов, возникающие в местах изгибов тел, являются наиболее минерализованными, и вокруг них развивается зональность, усложняющая общую тенденцию к проявлению вертикальной зональности.

- Состав вмещающих пород. В тех случаях, когда в пегматитах весьма интенсивно проявилась поздняя альбитизация, нацело изменяющая их первоначальный состав и приводящая к замещению микроклина, сподумена, петалита и поллуцита альбитом, что чаще всего имеет место в пегматитах, приуроченных к региональным тектоническим зонам, происходит интенсивный вынос щелочей, в первую очередь K, Li, Rb и Cs, во вмещающие породы с образованием вокруг пегматитов широких первичных ореолов данных элементов. Однако это становится возможным только при благоприятном составе вмещающих пород. Естественно, что при залегании пегматитов в известняках вокруг них не развиваются ореолы подобного рода. При нахождении пегматитов среди слюдистых (мусковитовых) сланцев из пегматитов в значительных количествах выносятся Li и Rb, вследствие чего над сподуменовыми пегматитами возникают литиевые ореолы шириной в десятки метров.

Наиболее благоприятны для выноса щелочей из пегматитов основные породы, превращенные большей частью в амфиболиты. При залегании редкометалльных пегматитов среди последних непосредственно вокруг пегматитов и над ними интенсивно развиваются процессы биотитизации и гольмквиститизации амфиболитов. В экзоконтактовых зонах пегматитов такие амфиболиты нередко превращаются в своеобразные биотитовые, протолитионитовые или циннвальдитовые слюдиты, содержащие значительное количество цезия (до 2-3%).

Таким образом, над телами редкометалльных пегматитов и вокруг них в амфиболитах на многие десятки метров возникают литиевые ореолы, которые по мере приближения к пегматитам сменяются литий-цезиевыми ореолами, переходящими вблизи пегматитов в экзоконтактовые цезиеносные слюдиты, в то время как сами пегматиты в этом случае обогащены танталом, в меньшей степени - литием и цезием.

Перечисленные особенности рудных полей и месторождений танталоносных пегматитов определяют основные принципы оконтуривания перспективных площадей.

Основной структурно-металлогенической единицей в учении о пегматитах принято считать пегматитовое поле, которое характеризуется чёткими границами, близкими условиями залегания входящих в его состав рудных тел, объединенных общностью геолого-структурной обстановки. Совокупности пегматитовых полей образуют структурно-металлогенические системы более высокого ранга: рудные узлы, рудные районы, металлогенические зоны. Обобщенная их характеристика приведена в табл. 9.3.

Таблица 9.3.

Категории прогнозных площадей танталоносных пегматитов

Ранг прогнозной площади	Краткая геологическая характеристика, определяющая принципы оконтуривания площади	Размеры, км^2
Месторождение, локальная площадь	Отдельные пегматитовые рудные тела или локальные их группы	0.n, n
Рудное поле	Группа сближенных пегматитовых жил или жильных серий с близкими элементами залегания, выполняющих единую систему трещин, и обособленная в пространстве	n·10, редко n100
Рудный узел	Группа сближенных полей, генетически и пространственно приуроченная к одному гранитному плутону	n·100
Рудный район	Для пегматитов докембрия – части металлогенических зон, представленные депрессиями фундамента, ограниченные поперечными разломами II порядка. Для пегматитов фанерозоя – ареалы лейкократовых гранитов, расположенные в суженных частях эвгеосинклинальных прогибов	n·1000
Металлогеническая зона	Палеорифтовые системы для пегматитов докембрия; части рифтогенных структур типа грабенсинклиналей и коллизионные зоны смятия для пегматитов фанерозойского возраста	n·10000

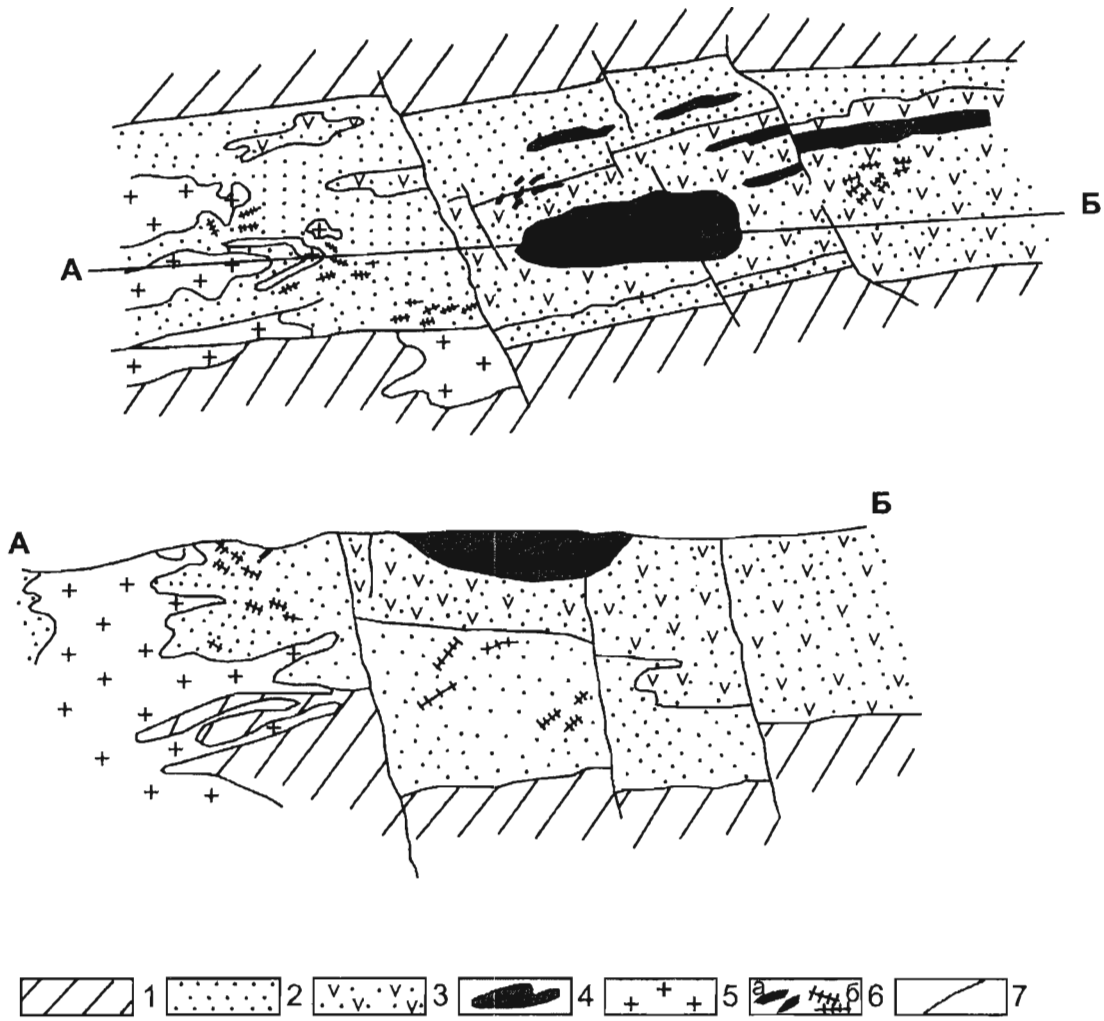


Рис. 9.2 Обобщённая геологическая модель рудного поля танталоносных пегматитов.

1 - породы фундамента платформы, 2-3 - породы трогового комплекса: 2 - терригенные, 3 - вулканогенно-терригенные; 4 - тела амфиболитов, габбро, перидотитов; 5 - пегматитоносные граниты; 6 - жилы пегматитов (а - танталоносные, б - прочие); 7 - трогообразующие и поперечные разломы.

Пояснения к рис. 9.2.

⇦

Структурная позиция пегматитового поля с редкометалльными пегматитами	Приуроченность к крупным отрицательным протоплатформенным структурам: трогам, авлакогенам, грабенам палеорифтовых систем, а в их пределах – к узлам пересечения разломов, рассекающих породы вулкано-терригенной серии. В породах терригенной серии пегматиты чаще безрудные
Структурная позиция месторождения	Локализация в трещинах отрыва, формирующих блоки, сложенные основными (габбро, амфиболиты и др.), реже терригенными породами
Рудогенерирующая формация	Двуслюдяные и мусковитовые щелочноземельные граниты поздних фаз гранит-граносиенит-гранодиориовых комплексов, слагающих гранито-гнейсовые купола на границе днища трога с фундаментом
Рудовмещающая формация и экзоконтактовые изменения	Метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой субфации амфиболитовой фации метапелиты, прорванные телами основных магматических *пород. В экзоконтакте пегматитов биотитовые* слюдиты с холмквиститом
Морфологический тип рудных тел	Жильный
Главные компоненты и рудные минералы	Ta, Sn; танталит-колумбит, микролит, танталит, иксиолит, воджинит, Ta-содержащий касситерит
Попутные компоненты и минеральный состав попутного оруденения	Be, Li, Rb, Cs; сподумен, петалит, лепидолит, циннвальдит, поллуцит, берилл, литиофилит, монтебразит, Li-мусковит
Геофизическая характеристика	Не всегда положительные слабопроявленные аномалии магнитного поля, обусловленные основными пордами рамы
Масштабы оруденения	Вертикальный интервал оруденения (вместе с литиевым) до 350 м, мощность жил 5-70 м, длина 100-2500 м, протяженность жильных свит по падению до 1,5 км, выклинивание жил по склонению на глубине 600-700 м, среднее содержание Ta_2O_5 0.02-0.03%, максимальное – 0.24%, на глубине падает до 0.01%. Месторождения крупные и средние

Под редкометалльной пегматитовой провинцией (поясом) следует понимать совокупность разобщенных пегматитовых полей, вытянутых вдоль крупной региональной структуры (линеамент, глубинный разлом, стык древнего щита, платформы или срединного массива со складчатым обрамлением, древняя рифтовая структура и т.д.), связанных единством геолого-тектонической позиции и сходством геологической обстановки [11].

Пегматитовые провинции протягиваются на сотни и даже тысячи километров. В их пределах возможны месторождения редких металлов различных генетических и формационных типов и разного возраста. Примерами редкометалльно-пегматитовой металлогенической провинции служат Восточно-Саянская, Центрально-Африканская, провинция южного обрамления Канадского щита и др. Они оконтуриваются по результатам мелкомасштабных съемочных работ 1:1000000 и 1:500000.

Геологическими эквивалентами металлогенических зон для докембрийских редкометалльных вообще и танталоносных пегматитов в частности являются грабены-троги палеорифтовых систем (или их гомологов) и их ближайшее обрамление.

В тех участках палеорифтов, в которых наиболее четко фиксируется режим наибольшего тектонического сжатия, локализуются литиевые месторождения с попутным танталом, а танталоносные пегматиты приурочены к участкам палеорифтов, где этот режим проявлен слабее [17].

Прогнозные ресурсы в металлогенических зонах, размеры которых обычно находятся в пределах (300-400)х(30-40) км^2, оцениваются по категории P_3 с использованием картографических материалов м-ба 1:1000000 и 1:500000 при наличии прямых или косвенных признаков редкометалльного оруденения пегматитового типа.

Рудными районами для пегматитов докембрия являются части металлогенических зон, представленные депрессиями фундамента и ограниченные поперечными разломами II порядка [9]. Они оконтуриваются по результатам анализа геологических и геофизических материалов. Размеры рудных районов танталоносных пегматитов докембрийского возраста находятся в пределах n·10 км х n·10 км. Для танталоносных пегматитов фанерозоя модельными площадями являются ареалы лейкократовых гранитов, расположенных в суженных участках эвгеосинклинальных прогибов с размерами и n·10 км х n·10 км. Они оконтуриваются локальным минимумам силы тяжести. Для потенциальных рудных районов танталоносных пегматитов независимо от их возраста характерно спокойное пониженное магнитное поле, иногда и для площадей, сложенных основными породами, когда последние отличаются повышенной магнезиальностью и низкой железистостью [24].

На прогнозной карте, необходимой для определения границ рудного района, должны быть отражены также состав и степень метаморфизма вмещающих пород, нанесены коренные выходы и свалы пегматитов.

Модельная площадь для оконтуривания потенциально рудных пегматитовых полей докембрия - однородные структурно-литологические блоки размером от 3 до 8, изредка до 20 км, по простиранию с соотношением длины к ширине 1:4, реже 1:10, ограниченные поперечными и оперяющими разломами III порядка [27].

Для пегматитов фанерозоя размеры рудных полей определяются территорией развития предпегматитовых даек лампрофиров, плагиогранитов и провесов кровли материнского интрузива. Размеры рудных полей фанерозойского возраста аналогичны докембрийским.

В пределах наиболее перспективных редкометалльных полей в качестве участков потенциальных пегматитовых месторождений тантала выступают площади (1-3)х(0.1n-n) км, тяготеющие к висячему боку полей, как правило, максимально удаленные от наиболее молодых массивов или поясов скоплений жил и даек лейко- и пегматоидных гранитов и безрудных пегматитов.

Для докембрийских танталоносных месторождений в пегматитах характерна их приуроченность к массивам метаморфизованных пород основного состава (ортоамфиболитам), где они образуют пологозалегающие жильные серии, представленные несколькими сближенными рудными телами. Наиболее высокие содержания тантала приурочены к верхним горизонтам месторождения, а на глубине увеличивается содержание лития и тантал становится попутным компонентом.

Фанерозойские танталоносные пегматиты входят в состав пегматитовых полей сложного строения, где наряду с наклонно залегающими (20-60°) танталоносными широко развиты микроклиновые (безрудные), сподуменовые и колумбит-берилловые пегматиты, образующие как

трубо-, линзо- или штокообразные тела с изометричным сечением в плане, так и крутопадающие жилы. Длина танталоносных пегматитовых жил по простиранию от n·10-n·10 м до 2 км; по падению жилы, особенно верхние, нередко имеют большую протяженность, чем по простиранию. Ареал распространения жил, содержащих редкометалльное оруденение, и определяет размеры перспективной площади.

Участки, перспективные на выявление новых месторождений, оцениваются по категории P_2 на раннем этапе изучения, а после получения положительных результатов - по категории P_1.

При поисково-оценочных и разведочных работах оценка и оконтуривание прогнозных ресурсов производится на основе материалов, используемых для подсчета запасов по категории C_2, за пределами подсчетных блоков, т.е. на флангах пегматитовых тел и на более глубоких горизонтах (на половину подсчетной глубины, но не глубже 500 м) путем экстраполяции с учетом уменьшения мощности рудных тел, а также снижения содержания тантала, где, таким образом, проводится условный контур прогнозных ресурсов и их подсчет [27].

Танталоносные граниты

В основе локального и регионального прогнозирования, оконтуривания и оценки перспективных площадей и объектов лежат современные представления о геологических, геофизических и геохимических особенностях массивов редкометалльных гранитов. Эти особенности выражаются в следующем.

Массивы танталоносных гранитов располагаются преимущественно в пределах фанерозойских складчатых областей моно- или полициклического развития с неглубоким залеганием фундамента, нередко проникают в краевые части их рамы (представленной протерозойскими консолидированными складчатыми структурами) или в срединные массивы. Внедрение редкометалльных гранитов имело место на посторогенном эпиплатформенном этапе, т.е. после завершения складчатости, но в рамках единого тектономагматического цикла. Появление таких гранитов в пределах рамы или в срединных массивах связано с процессами сопряженной (резонансной) активизации.

В складчатых областях массивы танталоносных гранитов залегают преимущественно среди терригенных, реже карбонатных пород близкого возраста, а в пределах рамы или в срединных массивах прорывают более древние (часто протерозойские) метаморфические породы обычно зеленосланцевой фации.

Редкометалльные граниты представляют собой заключительные интрузивные фазы аллохтонных дифференцированных комплексов гранитоидов складчатых областей. К более ранним фазам относятся крупные плутоны гранодиоритов-тоналитов и затем - нормальных биотитовых гранитов известково-щелочной серии (гранит-гранодиоритовая ассоциация). Массивы танталоносных гранитов часто пространственно разобщены с ними, располагаясь, как правило, на небольшом от них расстоянии (в пределах ореола контактового ороговикования), реже «отскакивая» на несколько километров. Иногда такие массивы залегают непосредственно среди гранитоидов более ранних интрузивных фаз. Эти массивы - типичные гипабиссальные трещинные интрузивы. Они всегда приурочены к узлам пересечения разноориентированных, чаще всего взаимоперпендикулярных региональных разломов, которые нередко трассируются дограниτными дайками различного состава или зонами эруптивных брекчий, секущими складчатые структуры.

Массивы формируются на небольших глубинах – от 0.8-1.0 км до 2.5-3 км от палеоповерхности (в том числе наиболее продуктивные на глубинах не свыше 2-2.5 км); они характеризуются штокообразной формой с площадями выходов от 0.1-0.3 до 1-1.5 км^2 с тенденцией к некоторому расширению на глубину (по данным гравиметрии). Апикальные части штоков имеют куполообразную морфологию, часто осложненную гребневидными выступами и апофизами. В поперечном разрезе их форма асимметрично-сводообразная.

Следует отметить важную отличительную особенность размещения месторождений тантала в пегматитах и в редкометалльных гранитах, установленную многочисленными геологическими исследованиями [25, 32, 33], которая выражается в том, что танталовые месторождения в пегматитах докембрийского возраста всегда более богаты танталом, нежели фанерозойские, а в месторождениях танталоносных гранитов наоборот более продуктивны, если они молодого, в основном мезозойского возраста. Кроме того установлено, что перспективными площадями на танталовое оруденение в гранитах являются металлогенические зоны с олово-вольфрамовым

оруденением и неперспективны площади с фемическим профилем металлогении (хром, титан, железо, марганец, медь, золото и др.). В связи с этим границы металлогенических единиц высокого порядка для редкометалльных гранитов могут определяться ареалами развития молодых гранитных комплексов, продуктивных как на редкометалльное, так и на оловянное оруденение кварц-касситеритовой формации.

В пределах металлогенических провинций или зон обособляются территории с интенсивным развитием гранитного магматизма, в которых могут присутствовать один, реже несколько массивов с признаками танталоносных или оловоносных массивов (табл. 9.4.). В этих случаях выделяют потенциальный рудный район, обычно по результатам работ м-ба 1:200000, используя имеющиеся материалы по гравиметрии, геологических и геохимических исследований. Размеры рудных районов чаще измеряются n·100 км^2.

Рудным полем следует считать территорию, включающую танталоносный массив и примыкающую к нему площадь с участками грейзенизации, кварцевыми жилами, аллювиальными отложениями, обогащенными тантало-ниобатами, касситеритом и др. Рудные поля оконтуриваются по результатам поисковых работ м-ба 1:50000 и 1:25000. Площадь рудного поля танталоносных гранитов может достигать n·10 км^2 (см. табл. 9.4).

Таблица 9.4.

Категории прогнозных площадей танталоносных гранитов

Ранг прогнозной площади	Краткая геологическая характеристика, определяющая принципы оконтуривания площади	Размеры, км^2
Месторождение, локальная площадь	Рудные залежи в апикальных частях и пологих эндоконтактах гранитных массивов, представляющих заключительные фазы аллохтонных дифференцированных гранитоидов складчатых областей	0.n, n
Рудное поле	Экзоконтактовые и краевые части гранитных плутонов. Присутствие дайковой серии ультракислого состава	n·10
Рудный район	Группа рудных полей, генетически и пространственно приуроченная к конкретному гранитному плутону	n·100
Металлогеническая зона	Борта и внутренние горсты протяженных грабен-синклиналей, фиксируемых отрицательными гравитационными аномалиями и с развитием гранитоидного магматизма известково-щелочной серии.	n·1000

В м-бе 1:10000 и крупнее проводятся работы на уже выявленных массивах редкометалльных гранитов, наиболее перспективные участки которых можно отнести к потенциальным месторождениям. Связанные с массивами редкометалльных гранитов месторождения могут быть не только танталовыми, но, как уже было отмечено выше, оловянными, оловянно-вольфрамовыми, вольфрамовыми и даже флюоритовыми. Их пространственное размещение зависит от их положения относительно рудоносного массива. Эта особенность распределения оруденения имеет важное практическое значение при локальном прогнозировании рудных залежей и оценке их перспектив.

Все месторождения, связанные с массивами редкометалльных гранитов, можно подразделить на три группы [9]:

1. Внутриинтрузивные месторождения, представленные чаще всего интенсивно альбитизированными и грейзенизированными гранитами, содержащими тонкую рудную вкрапленность.

2. Околоинтрузивные или экзоконтактовые месторождения, сложенные грейзенами, в том числе и апокарбонатными, а также скарнами.

3. Надинтрузивные месторождения грейзенового или кварцево-жильного типа.

Для каждой из этих групп характерна своя геохимическая специализация. Так, в месторождениях внутриинтрузивной зоны геохимические изменения гранитов выражаются в резком увеличении в подкупольной и особенно апикальной части содержаний фтора, лития (в 5-10 раз), рубидия (в 4-5 раз), цезия, тантала (в 10-30 раз), ниобия (в 5-10 раз), олова (в 10-20 раз). Параллельно убывают содержания тория, циркония, редких земель, а также Ca, Mo, Fe, Ti, Sc, обычно и бериллия, и вольфрама, которые выносятся из массивов, так что экзоконтактовые и надинтрузивные образования в ряде случаев можно рассматривать как своеобразные области отложения рудных элементов, вынесенных из гранитных массивов.

Что касается танталового оруденения, то оно всегда концентрируется в самих гранитах. В общем виде схема вертикальной зональности рудных тел, связанных с массивом редкометалльных гранитов, изображена на рис. 9.3.

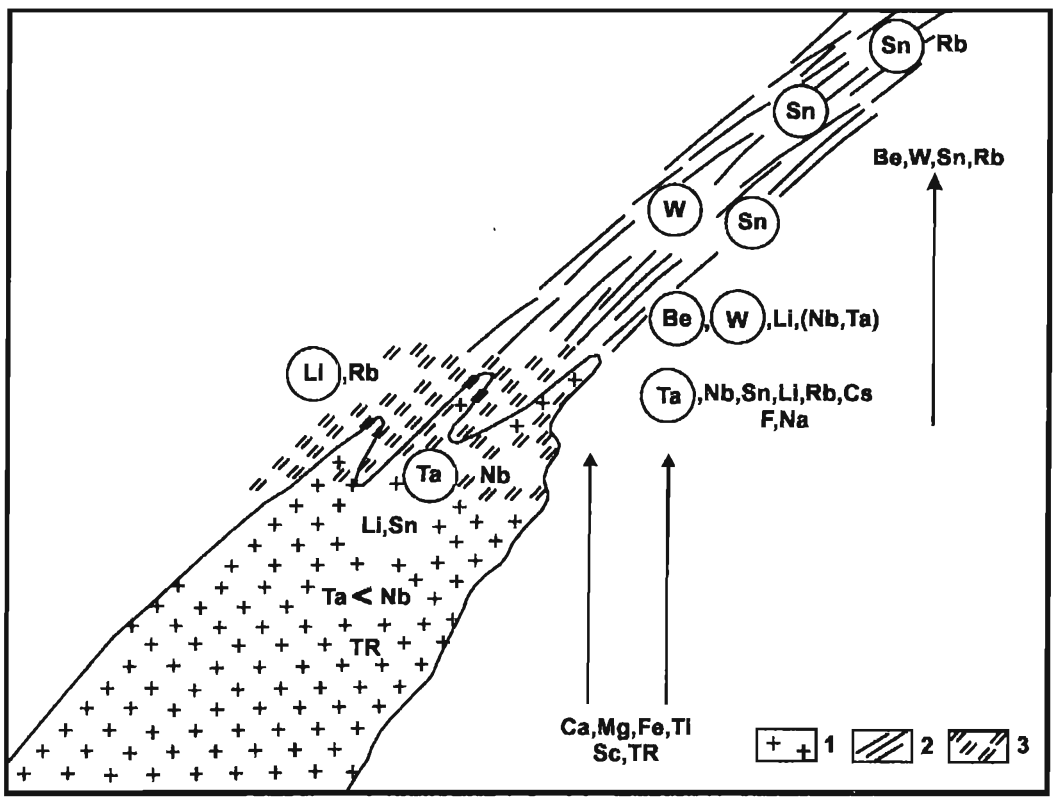


Рис. 9.3. Вертикальная зональность рудных тел над массивом редкометалльных гранитов (по А.И. Гинзбургу [9])
1 - граниты, содержащие в своей купольной части танталовое оруденение, сопровождаемое оловянной и литиевой минерализацией; 2 - надинтрузивные образования - кварцевые жилы с оловянно-вольфрамовым и бериллиевым оруденением; 3 - экзоконтактовые грейзены с Li и Rb.

Изложенные особенности размещения этих гранитов и распределения оруденения представляют собой обобщенную прогнозно-поисковую модель месторождений тантала, олова, вольфрама, бериллия, фтора. Она позволяет рассматривать в совокупности и во взаимной связи материнские рудоносные массивы, рудные образования экзоконтактовой и надинтрузивных зон.

Метасоматические тантал-ниобиевые месторождения (в кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах)

Размещение этих месторождений в провинциях, металлогенических зонах, рудных районах характеризуется тем, что даже в металлогенических единицах высокого ранга они представлены в лучшем случае несколькими объектами. Как правило, это единичные месторождения. Поэтому обычными металлогеническими единицами для прогнозирования и оценки таких месторождений служат само месторождение и его рудное поле, а в случае нескольких объектов (м-ния Полярного Урала, плато Джос) - и рудный район.

Модель гранитогенного метасоматического тантал-ниобиевого месторождения и его поля представлена (рис. 9.4.) рудогенерирующим интрузивом щелочных гранитов и гранит-порфиров фациального строения, локализованным в узле пересечения рифтогенных разрывов и с практически полной метасоматической переработкой его поздних фаций – аляскитовых гранитов. Надинтрузивной части модели и ее флангам (рудному полю) свойственна прожилковая молибденит-кварцево-полевошпатовая минерализация, экзоконтактам – рассеянно-вкрапленное

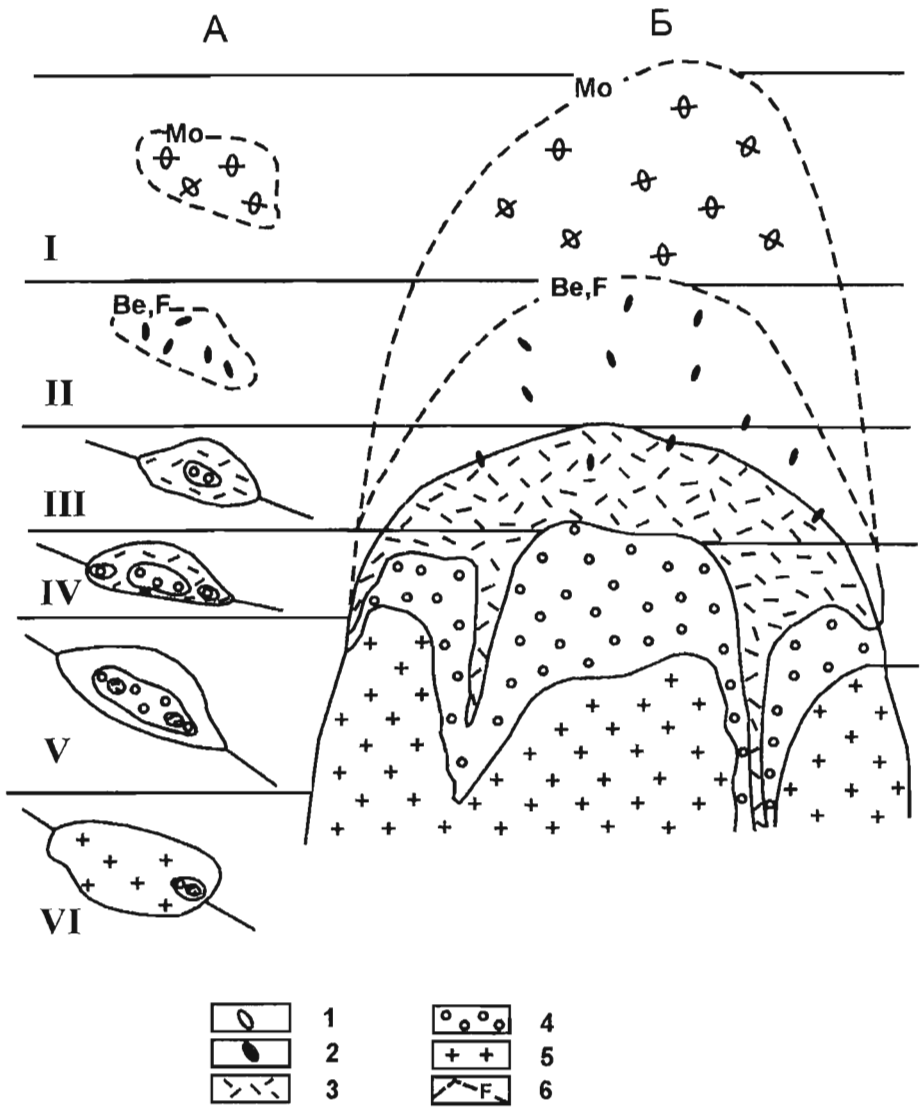
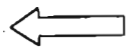


Рис. 9.4. Многофакторная прогнозно-поисковая модель тантал-ниобиевых магматогенных месторождений в щелочных метасоматитах.

1 - кварцево-полевошпатовые жилы с молибденитом, штокверки; 2 - кварцево-полевошпатовые жилы с флюоритом и с минералами бериллия; 3 - альбититы; 4 - кварцево-полевошпатовые лейкократовые протолитионит-рибекитовые метасоматиты с горошковидным кварцем; 5 - щелочные рибекитовые граниты; неизмененные метасоматически и слабоизмененные; 6 - ореолы выноса элементов.

А - планы горизонтальных сечений, Б - вертикальный разрез.

I - зона "дальнего" экзоконтакта гранитного массива; II - экзоконтактовая зона; III - V - зоны метасоматической колонки: III - фронтальная, IV - промежуточная, V - тыловая; VI - метасоматически не измененные и слабоизмененные граниты.



Позиция месторождения относительно массива материн. гранитов	Тип оруденения	Главные рудные элементы и минералы	Сопутствующие рудные элементы и минералы	Геохимическая характеристика	Геофизическая характеристика	Типы метасоматической колонки	Масштабы оруденения, минерализация
Надинтрузивные месторождения и рудопроявления I	Жильный	Mo, Fe, Cu, Zn, Pb, молибденит, пирит, халькопирит, халькозин, сидерит, галенит, сфалерит	Bi, Au, Ag, висмутин, самородные Ag, Au	Высокие содержания S, Fe, Mo, Cu, Zn, Pb, Умеренно высокие Bi, Au, Ag	Слабые линейные магнитные поля вдоль разломов, вмещающих массивы гранитов		Непромышленная сульфидная минерализация
То же II	Жильный и жильно-штокверковый	F, Be, берилл, фенакит, бертрандит	Флюорит	Высокие содержания F, Be	То же		Be минерализация, мелкие месторождения Be с высоким его содержанием
Апикальные части массивов III	Тонковкрапленный	Ta, Nb, Zr, колумбит, ильменорутил, малаконизир. циркон	Sn, U, Th, TR, кассиterит, ксенотим	В 7-8 раз вышекларковые для щелочных гранитов содержания Ta, Nb, Zr, F, Li, Rb, TR, Y, U, Pb, Mo, Zn	Положительные гамма-аномалии (Th>U) большой интенсивности	Альбититы, передовая зона	Промышленная богатая руда Ta-Nb, крупное месторождение
Внутриинтрузивные части массивов IV	То же	Ta, Nb, Zr, колумбит, пирохлор, малаконизир. циркон	TR, Y, гагаринит, монацит, криолит	То же	То же	Лейкократовые и амфиболовые метасоматиты, промежуточная и тыловая зоны	Промышленные рядовые руды Ta-Nb, крупное месторождение
Метасоматически неизмененные граниты V-VI	-"-	Ta, Nb, Zr, пирохлор, циркон	Отсутствуют	Содержания Ta, Nb, Zr, F, Li, U, Th, Y, TR, Rb, Pb, Mo, Zn меньше, чем в метасоматических породах, но все же вышекларковые для щелочных гранитов	Положительные гамма-аномалии (Th>U) сравнительно слабой интенсивности		Бедные руды и безрудные граниты

и жильное флюорит-редкоземельное и бериллиевое оруденение, иногда (м-ние Снежное) приобретающее самостоятельное значение, апикальной части интрузива, собственно и представляющей собой месторождение – тантал-ниобиевые руды, причем самые богатые (до 0.03% Ta_2O_5, альбититы с колумбитом и Li-слюдами) располагаются в его эндоконтакте и представляют собой фронтальную зону метасоматической колонки. Вниз по модели они сменяются рядовыми (0.018% Ta_2O_5) альбит-кварц-микроклиновыми с горошковидным кварцем (вростки лейст альбита по зонам роста кристаллов) колумбит-пирохлоровыми рудами, рядовые – бедными (меньше 0.015% Ta_2O_5) рибекитовыми рудами с пирохлором, а те – метасоматически неизмененными эгирин-рибекитовыми гранитами. Криолит для руд не характерен, циркон радиоактивен, малаконизирован, содержит до 2% HfO_2. Иногда при штокообразной форме и крутом залегании интрузива (м-ние Улуг-Танзек) метасоматоз (и рудная минерализация) прослеживаются без выклинивания вниз по интрузиву до глубины бурения (на 700-800 м).

Один из главных элементов модели – геохимические ореолы Ta (не всегда*), Nb, Y, La, Ce, Zr, Li, Mo, U, Th, Zn, Pb, F, иногда Sn. Содержания элементов в ореолах возрастают к верхам внутренней части рудномагматической системы (суммарно до 1-2% и более). Ореолы Mo, F, Y, Zn, Pb захватывают и надинтрузивную зону, где к ним добавляется ореол Be. Периферическую часть системы занимают ореолы Mo, Cu, Pb, Zn, подрудную часть – ореолы Nb (с содержанием 0.01%) и Zr (до 0.1%).

Геофизические характеристики модели – положительные с $Th:U \geq 3\text{-}5$ и $(U_p+Th_p):K_p>1$ аэро- и наземная гаммаспектрометрические и слабо выраженные отрицательные гравиметрические и магнитные аномалии. На среднем уровне модели гамма-поля наиболее интенсивны: 400-500 на земле и 30-40 мкр.ч. при аэросъемке.

Модель собственно метаморфогенного месторождения и его рудного поля (рис. 9.5.) – мощная (до 300 м) рудоконцентрирующая залежь метасоматитов, залечившая пологий разлом – один из составляющих планетарного линеамента – в узле его пересечения с поперечным разрывом. Разлом рифтогенный, образует борт трога докембрийской палеорифтовой системы. В зоне разлома вмещающие залежь зеленосланцевые метапелиты катаклазированы и прогрессивно метаморфизованы в амфиболитовой фации низкого давления. В «дальних» экзоконтактах флангов залежи, собственно и представляющих собой рудное поле, в зоне разлома прослеживаются маломощные молибденит-кварцево-полевошпатовые жилки, в ближних – гнездо- и жилообразные альбит-эпидот-амфибол-пироксеновые обособления с кварцем, микроклином, флюоритом, ортитом, кейльгауитом, гадолинитом, торитом, в непосредственном экзоконтакте – редкоземельно-флюоритовая прожилково-вкрапленная минерализация и развитие биотитовых слюдитов. Метасоматиты залежи слагаются кварцем, микроклин-пертитом, альбитом, Li-содержащим биотитом, эгирином, щелочными амфиболами изоморфной серии, рибекит-железистым арфведсонитом. Зональность залежи асимметричная. Богатые руды (до 0.03% Ta_2O_5) представляют собой тыловую зону метасоматической колонки. Это гнейсовидные мезократовые эгирин-арфведсонитовые метасоматиты с пирохлором, нерадиоактивным цирконом, гагаринитом, криолитом. Они локализованы в лежачем боку залежи. Рядовые (до 0.02% Ta_2O_5) руды рибекит-арфведсонитовые с пирохлором и цирконом. Это породы средней зоны колонки, залегают выше богатых руд. Бедные руды (до 0.011% Ta_2O_5) лейкократовые биотит-рибекитовые с колумбитом, редкоземельным флюоритом, малаконизированным цирконом и с алюмонатриевыми, в том числе редкоземельными фторидами. Они слагают висячий бок залежи и представляют собой фронтальную зону колонки. Ниже богатых руд снова прослеживаются породы средней и фронтальной зон колонки, здесь весьма маломощных (см, м), частично перекрытые рудами тыловой зоны.

Метасоматический процесс был весьма длительным (сотни млн. лет), многоэтапным, с проявлением всех его стадий и в связи с этим - множественностью генераций рудных и рудообразующих минералов.

Внутреннюю часть рудоконцентрирующей системы занимают геохимические ореолы Ta, Nb, Y, REE, Zr, F, Be, Li, U, Th, Mo, Zn, Pb. Ореолы Nb оконтуривают залежь, ореолы F, Mo, Be выходят за ее пределы, остальные располагаются на ее площади участками.

---

* Тантал не фиксируется большинством применяющихся аналитических методов.

Геофизические характеристики модели – аэро- (в среднем 35 мкр.ч.) и наземная (в среднем 500-600 мкр.ч.) с Th:U>3-5 положительные гаммаспектроскопические аномалии и положительная линейная магнитная аномалия, отображающая разлом, вмещающий метасоматиты.

Модель месторождения, образованного по смешанному (метапелитовому и гранитному) субстрату, и его рудного поля (рис. 9.6.) представляет собой приуроченную к разрыву II порядка рудоконцентрирующую залежь, состоящую из чередования многочисленных маломощных линз и пластов метапелитовых и гранитогенных метасоматитов. Чередование обусловлено местоположением разрыва: вдоль контакта массива щелочноземельных гранитов с вмещающими его метапелитами и гранитогнейсами. Разрыв оперяющий регионального дизъюктивного рифтогенного нарушения. Метапелитовые руды пирохлоровые, более богатые Ta и Nb, нежели гранитогенные колумбит-фергусонитовые. Тыловые зоны метасоматических колонок, образованных по субстрату разного состава, химико-минералогически сходны, промежуточные и фронтальные различаются. Метасоматические колонки большей частью не достигают полного развития, что и обусловливает в целом низкие содержания Ta и Nb. Их содержания по латерали модели уменьшаются от центра к флангам залежи, но по падению до глубины выклинивания залежи (300 м) не снижаются.

В рудном поле месторождения – над залежью и на ее простирании после выклинивания - имеются зоны прожилковой сульфидной минерализации, в относительном удалении от нее – штокверки молибденит-кварцево-полевошпатовых жил, иногда достигающие масштабов мелкого месторождения [2], а под залежью – тонкие «проводнички» существенно эгиринового состава.

Внутреннюю часть рудоконцентрирующей системы занимают ореолы Nb, REE, Y, Zr, Li, Mo, U, Th, Zn, Pb. Ореолы Zn, Pb выходят за границы залежи, где наблюдаются, кроме того, ореолы Be и Cu. На уровне выклинивания залежи прослеживается лишь ореол Zr (с содержанием менее 0,1%). Над залежью располагается гамма-аномалия (наземная 20-100, воздушная 20-25 мкр.ч. с Th:U>3) и слабо положительная магнитная аномалия.

В основе выделения прогнозных площадей под поиски метасоматических тантал-ниобиевых месторождений лежат региональные и локальные особенности вышеприведенных многофакторных прогнозно-поисковых моделей этих месторождений и, в частности, особенности пространственного размещения месторождений в крупных геотектонических структурах и специфические черты их геохимии, обусловливающие радиоактивность их руд. Это позволяет выявить основные принципы оконтуривания рудоносных территорий.

Поскольку метасоматические тантал-ниобиевые месторождения генетически связаны со щелочными породами, они входят в состав щелочных провинций, в которых присутствуют также редкометалльные связанные со щелочными породами месторождения других генетических типов (ниобиевые карбонатитовые, тантал-ниобиевые в расслоенных массивах нефелиновые сиенитов) и которые, таким образом, являются в то же время редкометалльными провинциями.

Каждая редкометалльная провинция, будь то редкометалльно-пегматитовая или, как в данном случае, щелочно-редкометалльная, включает одну или несколько редкометалльных металлогенических зон. Металлогенические зоны протягиваются на сотни километров при ширине в десятки километров и выделяются на геологических и металлогенических картах м-ба 1:1000000 и 1:200000. В одних случаях эти зоны совмещаются с крупными грабенами палеорифтовых систем, геосинклинальными трогами, зеленокаменными поясами и оконтуривающими их разломами (Полмос-Вороньетундровская на Кольском полуострове, Кодаро-Удоканская на Алдане с Катугинским метаморфогенным тантал-ниобиевым месторождением, Урикско-Ийская с танталоносными пегматитами в Саянах и др.), в других - совпадают с горстовыми поднятиями таких систем и ограничивающими их разломами (Кейвская на Кольском полуострове, Главного Саянского разлома в Саянах с Зашихинским месторождением в щелочных гранитах и др.). Границы металлогенических зон представлены протяженными глубинными разломами.

В магнитных и гравиметрических полях редкометалльные металлогенические зоны отчетливо не отображаются, но разломы, их ограничивающие, фиксируются положительными магнитными аномалиями.

Одна из специфических особенностей металлогенических щелочно-редкометалльных провинций - присутствие на их площади положительных аэрорадиоаномалий с существенно ториевой природой активности, обусловленное наличием метасоматических, тантал-ниобиевых месторождений. Площади аномалий выделяются в качестве рудных полей и районов. Несколько сближенных аномалий наблюдаются редко. Они обычно малой интенсивности и сопровож-

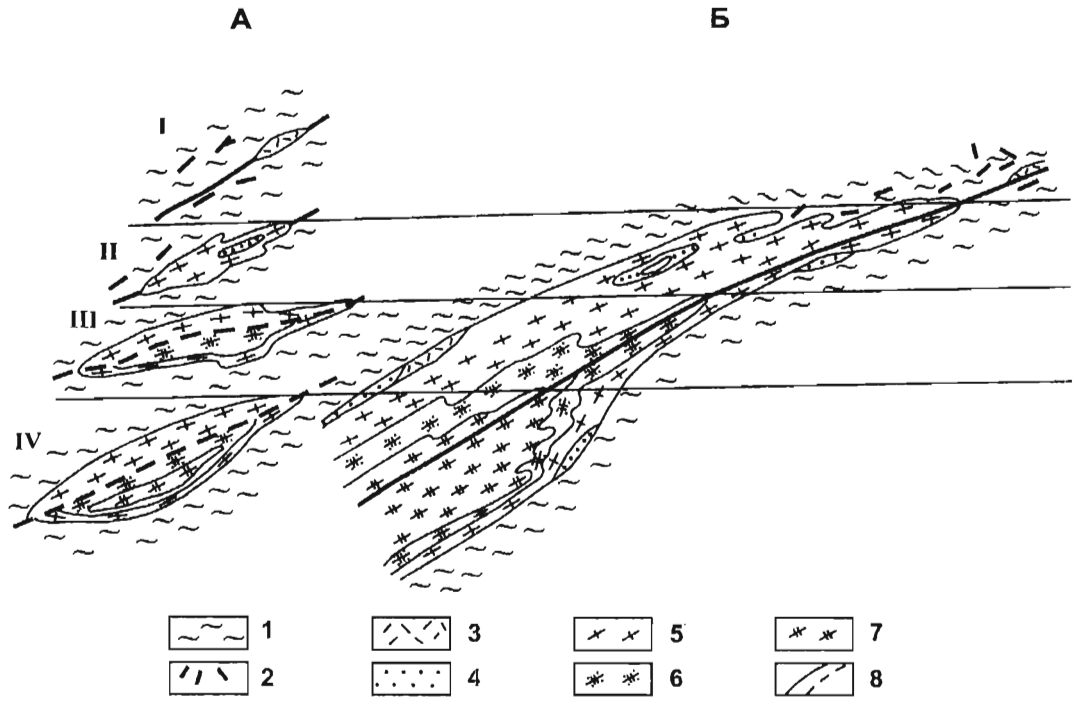
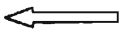
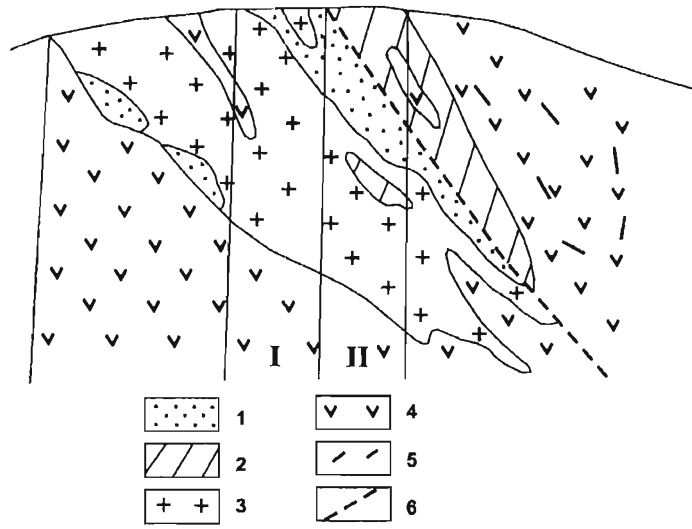


Рис. 9.5. Многофакторная прогнозно-поисковая модель тантал-ниобиевых собственно метаморфогенных месторождений в щелочных метасоматитах.
1 - вмещающие породы: гнейсы, кристаллические сланцы; 2 - кварцево-полевошпатовые жилы с молибденитом; 3-4 - эндоконтактовые породы: 3 - альбититы, 4 - слюдиты; 5-7 - метасоматиты: 5 - биотитовые, 6 - биотит-амфиболовые, 7 - эгирин-амфиболовые, 8 - подводящие разрывные нарушения.
А - планы эрозионных сечений, Б - вертикальный разрез.
I - вмещающая "рама"; II - IV -зоны метасоматической колонки: II - фронтальная, III - фронтальная и промежуточная, IV - тыловая.



	Позиция месторождения относительно тектонических структур	Морфология метасоматических залежей	Тип оруденения	Главные рудные элементы и минералы	Сопутствующие элементы и минералы	Геохимическая характеристика	Геофизическая характеристика	Зоны метасоматической колонки	Масштабы оруденения	
I	В рифтовых системах, заложенных на щитах платформ, приуроченность к рифтообразующим разломам и к узлам их пересечений	Линзы, жилы, жилообразные тела	Жильный для Mo	Mo, Be, Y, TR, молибденит, гадолинит	U, Th, берилл, торит	Be, Ce, La, Y, F, U, Th, несколько вышефоновые содержания	Гамма-аномалии (Th>U), низкой интенсивности; положит. слабая линейная магнитная аномалия		Рудопроявления молибдена	
II		Пластовые и линзовидные тела зонального строения	Тонковкрапленный	Ta, Nb, TR, Y, Zr, пирохлор, циркон, TR-флюорит, гагаринит	U, TR, Hf, Zn, фергусонит, колумбит, ильменорутил, монацит, сфалерит	Повышенные в 7-8 раз против кларков для щелочн. гранитов содержания Ta, Nb, Zr, F, REE, Y, Li, U, Th; на 1-2 порядка выше кларковые Zn, Mo, Be, Pb	Положительные гамма-аномалии с Th:U>4-5 и (U_p+Th_p): K_p>1; величина аномалий (наземных) лр 1500 и более мкр/г	Передовая: биотитовые, биотит-амфиболовые метасоматиты	Бедные руды	Крупные и уникальные месторождения в экзоконтактах, возможны месторождения иттрия и лантаноидов
III			То же	Ta, Nb, TR, Zr, Y, TR-пирохлор, циркон, криолит, гагаринит	U, Th, Hf, Zn, сфалерит, TR-флюорит			Промежуточные амфиболовые метасоматиты	Рядовые и богатые руды	
IV			-"-	То же	U, Th, Hf, Zn, колумбит, пирохлор, сфалерит			Тыловая: эгирин-амфиболовые метасоматиты	Богатые руды	



Структурная позиция	В тектонически нарушенных пологих контактах небольших массивов щелочноземельных гранитов с метапелитами. Наиболее мощные метасоматоз и оруденение в висячих контактах.		Фланги метасоматических залежей
Морфология метасоматических залежей	Линзовидные и пластовые тела с участками слабозамещенных гранитов и метаморфических сланцев в виде "прослоев-ксенолитов" разных мощности и количества.		Жилы, тонкие жилки
Типы оруденения	Тонковкрапленный		Жильный и реже жильно-штокверковый
Преобладающие рудные элементы и минералы	Ta, Nb, Zr, Y, TR, Sn, фергусонит, малакон, касситерит	Ta, Nb, Zr, Y, TR, Pb-пирохлор, малакон	Молибденит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, халькозин в ближнем экзоконтакте; молибденит на удалении в сотни метров – первые километры
Второстепенные рудные элементы и минералы	Pb, U, Th, Rb, Zn, Li, Pb-пирохлор, колумбит, самарскит, магнетит, сфалерит, галенит, торит	U, Th, Zn, Pb, Rb, L, фергусонит, колумбит, пирохлор, ильменит, торит, сфалерит, галенит	Гадолинит в ближнем экзоконтакте, флюорит как в ближнем, так и в дальнем экзоконтактах
Геохимическая характеристика	В 2 и более раз вышекларковые для гранитов содержания Ta, Nb, Y, TR, Zr, U, Be, Th, Sn, F.		не характерны
Геофизическая характеристика	Положительные гамма-аномалии (TR>U) средней степени интенсивности		
Масштабы оруденения	Мелкие месторождения с бедными апогранитными и более богатыми апосланцевыми рудами		Рудопроявления, редко мелкие месторождения молибдена

Рис. 9.6. Многофакторная прогнозно-поисковая модель тантал-ниобиевых месторождений в щелочных метаморфогенных и апогранитных метасоматитах (вертикальный разрез)

1 - микроклин-кварц-мусковит-альбитовые апогранитные метасоматиты с эгирином и щелочным амфиболом; 2 - микроклин-кварц-альбит-амфибол-эгириновые метаморфогенные метасоматиты; 3 - щелочноземельные граниты; 4 - метавулканиты, метапелиты; 5 - кварцево-полевошпатовые жилы с молибденитом; 6 - разрывы. Метасоматические колонки:

I - по щелочноземельным гранитам, II - по метаморфическим гнейсам и кристаллическим сланцам.

дают мелкие месторождения и рудопроявления, локализованные в коротких разломах, сопрягающихся с глубинными рифтообразующими разрывами (Полярно-Уральские месторождения). Единичные аномалии, причем нередко интенсивные – в несколько раз и на порядки выше фоновых значений с Th:U>3 и $(Th_p+U_p):K_p>1$ – наблюдаются над крупными и уникальными месторождениями. Например, аэроаномалия над уникальным Катугинским месторождением при нулевой и слабо повышенной фоновой радиоактивности составляет 100 мкр.ч. и более.

Категории перспективных площадей для поисков метасоматических тантал-ниобиевых месторождений показаны в таблице 9.5.

Таблица 9.5.

Категории прогнозных площадей для тантал-ниобиевых месторождений в щелочных метасоматитах

Ранг прогнозной площади	Краткая геологическая характеристика площади, определяющая принципы ее оконтуривания	Размеры площади, км^2
Месторождение	Площадь максимальных значений обнаруженной аномалии, в пределах которой Th:U≥3 и $(U_p+Th_p):K_p>1$ совмещенная с максимальными значениями литогеохимических ореолов Nb, Zr, F,U, Th и с выходами тел щелочных редкометалльных метасоматитов	0.n, n
Рудное поле	Аэро- и наземная радиоаномалия с существенно ториевой природой активности, сопровождающаяся литогеохимическими ореолами Mo, U, Th, Be, Zr, Nb, La, Ce, Y	n x 2-3 и до 10-12
Рудный район	Часть рифтовой системы с несколькими аэро- и наземными радиоанаомалиями существенно ториевой природы (Th:U≥3), приуроченными к региональным разломам, формирующими усложняющим ее горсты и грабены	n x 30-50
Металлогеническая зона	Палеорифтовая система (ее гомолог в глубоком докембрии – авлакоген, зеленокаменный пояс) или телескопированная такая система (полициклического развития) на щитах платформ, в микроконтинентах и в зонах ранней консолидации складчатых поясов.	10n*x100n

* n – может колебаться в пределах 1-9.

9.1.4. Комплексы признаков и оценочных критериев прогнозных площадей разного ранга

Основой современного прогнозирования месторождений полезных ископаемых служит система геологических критериев и признаков, по которым определяются области возможной локализации оруденения, его размеры и качество.

Геологические критерии – геотектонические, магматические, литолого-фациальные, рудно-формационные, геохимические и геофизические – позволяют принципиально решать вопрос о потенциальной рудоносности той или иной территории. Поэтому установление и выбор прогнозно-поисковых оценочных критериев выступают в качестве наиболее ответственного звена в прогнозировании, так как каждому масштабу прогнозирования отвечает лишь ограниченный перечень критериев, зависящий от иерархического уровня прогнозируемого объекта [24].

При мелкомасштабном прогнозировании (1:500000 и мельче) основным объектом прогноза являются металлогенические единицы высокого ранга (провинции, пояса, зоны), для которых прогнозным критерием служит их приуроченность к определенным структурным элементам земной коры (например, областям рифтогенной активизации консолидированных структур – щитов, срединных массивов, областей завершенной складчатости, или структурам протоактивизации докембрийских платформ и т.п.).

При среднемасштабных (1:200000-1:100000) работах в качестве основного объекта прогнозирования обычно выступает рудный район – геологически обособленная территория, обладающая определенным единством внутреннего строения (в виде относительно крупной очаговой, сводовой или иной структуры), часто связанная с фиксирующим ее позицию участком пересечения глубинных разломов, в котором сконцентрированы магматические и рудно-метасоматические проявления близкого возраста и формационной принадлежности. Рудный район это составная часть более крупной металлогенической единицы – металлогенической зоны или провинции и в свою очередь часто включает несколько рудных полей и месторождений.

Другая группа критериев информативна при крупномасштабных и детальных (1:50000 и крупнее) работах – прогнозировании и оценке рудных полей, месторождений, их участков, конкретных рудных тел. К этой группе относятся в первую очередь критерии, основанные на детальном изучении минералогических особенностей прогнозируемых объектов: специфика минеральных парагенезисов руд и околорудных метасоматитов, типоморфизм минералов, минеральная и геохимическая зональность рудных тел и месторождений, степень выраженности метасоматической колонки рудных и околорудных метасоматитов, морфология зон метасоматических изменений и отдельных рудных тел и т.п. В то же время, при крупномасштабных и детальных работах иное содержание приобретают и собственно геологические критерии (структурные, магматические, метаморфические и др.). Перечень наиболее информативных прогнозных критериев и поисковых признаков, а также оценочных критериев месторождений тантала и тантал-ниобиевых приведены в табл. 9.6, 9.7, 9.8, 9.9.

9.1.5. Поисковые критерии и признаки обнаружения собственно танталовых и крупных тантал-ниобиевых месторождений с высококачественным оруденением

Мировая сырьевая база тантала характеризуется разнообразием формационных и промышленных типов месторождений и довольно большим объемом разведанных запасов. По этой причине наибольшим спросом промышленности пользуются концентраты с высоким отношением Ta:Nb. Источниками такой продукции являются собственно танталовые месторождения редкометалльных пегматитов, из руд которых поступают концентраты, содержащие 30-40, а иногда и 60% Ta_2O_5, получаемые с применением простых и одновременно эффективных технологических схем.

Высокие технологические показатели и качество танталовых концентратов обусловлено особенностями минерального состава танталового и попутного оруденения пегматитов, контрастностью технологических свойств, размерностью минералов, характером их срастаний и др. На ранних стадиях прогнозирования и при мелкомасштабных поисковых работах потенциально перспективными площадями на высококачественное танталовое оруденение в пегматитах могут считаться те из них, в которых пегматитовые поля залегают в докембрийских метаморфических породах, отвечающих эпидот-амфиболитовой и началу кордиерит-амфиболитовой фаций метаморфизма. Среди этих пород наиболее благоприятны для локализации высококачественного танталового и попутного с ним литиевого, бериллиевого и цезиевого оруденения массивы амфиболитов, размеры которых определяют параметры наиболее перспективных участков рудного поля.

Кроме отмеченных метаморфических и литологических поисковых критериев и признаков известным в настоящее время месторождениям с богатым оруденением присущи следующие геологические и минералого-геохимические признаки:

1. Пологое залегание рудных тел, имеющих, как правило, жильную, плитообразную, реже линзовидную морфологию.

2. Группировка рудных тел в жильные серии, имеющие близкие элементы залегания.

3. Концентрация наиболее богатого танталового оруденения в рудных телах, расположенных на наиболее высоких уровнях (Ta:Nb достигает 3-4).

4. Сложное внутреннее строение пегматитовых жил, выраженное в строгой пространственной позиции минерально-структурных комплексов относительно контактов жилы.

5. Высокое содержание рубидия, особенно в калиевом полевом шпате (до 4%) и в слюдах, низкие K/Rb и Ba/Sr отношения.

6. Низкое содержание железа в танталониобатах, позицию которого в их структуре занимает двухвалентный марганец.

7. Отсутствие, как правило, черного турмалина, вместо него развиты светлоокрашенные разности.

8. Разнообразие морфологических разновидностей альбита: от крупнопластинчатого клевеландита и шахматного альбита до тонкопластинчатого сахаровидного.

9. Присутствие мелкокристаллического кварц-сподуменового агрегата, образовавшегося за счет распада тетраалюмосиликата лития – петалита на начальных стадиях формирования пегматита, а также высокая степень замещения петалита кварц-альбитовым агрегатом на более

Таблица 9.6

Поисковые критерии и признаки пегматитовых полей, поисково-оценочные критерии и поисковые признаки месторождений танталоносных пегматитов

Рудно-формационный тип	Рудно-формационный подтип	Поисковые критерии и признаки пегматитовых полей для м-ба 1:200000 и 1:50000. Прогнозные ресурсы категорий P_2 и P_3	Поисковые критерии и признаки для м-ба 1:10000. Прогнозные ресурсы категории P_1	Оценочные критерии месторождений, характеристики и параметры рудных тел	Примеры
1	2	3	4	5	6
Редкометалльный пегматитовый	Танталоносные пегматиты докембрийских щитов и платформ	1. Структурно-тектонические. Приуроченность к геосинклинальным трогам (протогеосинклиналям), а в их пределах – связь с разломами, ограничивающими троговые структуры, с продольными разломами, им параллельными, и с системами трещин отрыва, сопряженными с движениями по этим разломам; часто – тяготение к экзоконтактам крупных плутонов гранитоидов ранней интрузивной фазы, играющих роль жестких упоров. 2. Метаморфические и литологические. Приуроченность к метаморфическим фациальным сериям андалузитового (андалузит-силлиманитового) типа, с высокоградиентной зональностью, характеризующейся быстрой сменой субфаций; локализация в пределах зон, отвечающих эпидот-амфиболитовой и началу кордиерит-амфиболитовой фаций метаморфизма, представленных слюдяными, андалузитовыми, узловатыми сланцами, плагиогнейсами, амфиболитами. 3. Магматические. Развитие гранитоидов известково-щелочной серии, образующих дифференцированные аллохтонные магматические комплексы средних глубин, с ранними фазами, представленными массивами гранит-гранодиоритовой формации, и поздними, принадлежащими гранит-лейкогранитовой формации.	1. Структурно-тектонические. Локализация в клиновидных структурах: чаще – вертикальных опрокинутых (расширяющихся кверху), с субгоризонтальным ребром, реже – горизонтальных с крутонаклонным ребром. 2. Метаморфические и литологические. Преимущественная локализация в телах массивных ортопород основного (амфиболиты, метагаббroиды), реже ультраосновного (серпентиниты) состава, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. 3. Минералого-геохимические.	1. Принадлежность пегматитов к типу лестничных жил, выполняющих трещины отрыва в амфиболитах; длина пегматитовых жил по простиранию лимитируется поперечными размерами тел амфиболитов (обычно жилы выклиниваются в обе стороны вблизи контактов этих тел). 2. Четко выраженное склонение под углом 10-20^0 (более пологое наверху, несколько более крутое на глубине), которому подчиняется вертикальная зональность пегматитового пучка. Приуроченность наиболее богатого танталового оруденения к самым мощным жилам верхних свит (при пологом залегании) с уменьшением содержания тантала на глубину и переходом танталового оруденения	Вишняковское, Гольцовое (Вост. Саян), Берник-Лейк (ЮВ Манитоба, Канада), Уоджина, Гринбушес (Австралия)

Продолжение таблицы 9.6

1	2	3	4	5	6
		4. Минералого-геохимические (косвенные). Положительные. Присутствие индекс - минералов кордиерита и андалузита в метаморфических сланцах, развитие узловатых сланцев. Отрицательные. Появление индекс-минералов альмандина, кианита, силлиманита и калишпата в сланцах, гнейсах и мигматитах (признаки альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма кианитового типа или высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации); парагенезис зеленосланцевой фации (хлорит, эпидот, актинолит, серицит).	А. Косвенные. Парагенезис голубовато-зеленой роговой обманки с эпидотом в амфиболитах. Б. Прямые. Развитие узких экзоконтактовых зон цезий-биотитовых или протолитионитовых слюдитов, иногда также турмалинитов (с зеленым и черным турмалином), сопровождаемое флюоритизацией. Появление в шлихах и свалах оловотанталатов – наиболее характерных танталовых минералов докембрийских танталоносных пегматитов, а также топаза. Присутствие в глыбовых свалах пегматитов обломков фарфоровидного кварц-полевошпатового агрегата псевдоморфоз по петалиту, а также эвкриптита (легко диагностируемого по карминово-красной люминесценции в УФ-лучах), блоков высокорубидиевого микроклина (>3% Rb_2O), мелкочешуйчатых агрегатов зеленоватого или розоватого рубидиевого мусковита.	в литиевое (с попутным танталом, содержание которого повышается в раздувах жил). Общий вертикальный интервал оруденения (танталового и литиевого) 300-350 м; с учетом погружения пегматитов по склонению оруденение выклинивается на глубине 600-700 м. Общая протяженность жильных свит по падению может достигать 1-1.5 км (в больших массивах амфиболитов). 3. Мощность жил с богатым танталовым оруденением (на разных месторождениях) от 5-10 до 70-80 м. Протяженность жил по простиранию варьирует от первых сотен метров до 2-2.5 км. Содержание Ta_2O_5 в мощных жилах верхних свит (особенно в блоках, прилегающих к их сводообразным изгибам) обычно 0.03-0.06%, иногда (Берник-Лейк) – до 0.24%; с глубиной оно быстро падает и на глубоких горизонтах не превышает 0.010-0.017%.	

Продолжение таблицы 9.6

1	2	3	4	5	6
	Танталоносные пегматиты фанерозойских областей	1. Структурно-тектонические. Приуроченность к внешним (миогеосинклинальным) зонам складчатых областей, а в их пределах – связь с бортовыми либо поперечными (диагональными) разломами и с системами трещин отрыва. Часто – тяготение к эндо- и экзоконтактам крупных плутонов гранитоидов ранней интрузивной фазы, а также к ксенолитам (провесам) пород кровли в их краевых частях. В связи с этим – группировка в узкие линейные жильные зоны, представленные прерывистыми цепочками пегматитовых полей (узлов). 2. Метаморфические и литологические. Для полей, размещающихся вне гранитоидных интрузивов, - приуроченность к метаморфическим породам кордиерит-амфиболитовой фации; залегание в слюдяных сланцах и т.п. кислых алюмосиликатных породах. Для полей, размещающихся хотя бы частично внутри массива, – гранитоиды гранит-гранодиоритовой ассоциации, а также ксенолиты пород кровли в гранитоидах, обычно меланократовые биотитовые и др. роговики. 3. Магматические. См. предыдущий подтип. 4. Минералого-геохимические (косвенные). Широкие площадные ореолы мусковитизации: в гранитах – крупные метакристаллы мусковита, в сланцах – преимущественно мелкочешуйчатые агрегаты.	1.Структурно-тектонические. Тенденция к локализации вблизи висячего бока пегматитовых полей с наклонным залеганием большинства жил и в гипсометрически более высоко расположенных участках полей с крутым залеганием жил. 2. Минералого-геохимические. Вторичные механические (шлиховые) ореолы темноокрашенных (часто черных) танталониобатов и колумбит-танталита. Присутствие в глыбах пегматитов из свалов нескольких морфологических типов альбита, в т.ч. голубоватого клевеландита, сиреневого лепидолита, цветного турмалина – обычных минералов-индикаторов танталового оруденения. Наиболее высокая плотность германиевых центров в блоковом кварце и их прямая корреляция с алюминиевыми центрами (по данным ЭПР). Слабопроявленные первичные ореолы рассеяния лития, отчасти цезия и рубидия	Длина жил по простиранию обычно десятки-первые сотни метров, реже до 1 км. В сериях наклонных жил их протяженность по падению часто превышает длину по простиранию; жилы группируются в свиты, кулисообразно смещающиеся по склонению; наиболее обогащены танталом жилы верхних свит (0.02-0.025% Ta_2O_5); с глубиной содержания Ta_2O_5 снижается (до 0.005-0.010%), а величина танталониобиевого отношения уменьшается от 2:1 до 1:2. Нижние свиты представлены микроклиновыми и отчасти сподуменовыми пегматитами. При крутом падении жил наиболее обогащены танталом верхние части жил, расположенных гипсометрически выше; часто наблюдается латеральная зональность, отражающая вертикальную: танталоносные пегматиты по простиранию (на гипсометрически пониженных, т.е. более глубоко вскрытых эрозией участках) переходят в сподуменовые. Мощность жил варьирует от 1 до 3-5 м, редко до 10 м (в раздувах – до 20 м). Вертикальный размах промышленного танталового оруденения до 200-300 м.	Калбинская группа (Вост. Казахстан), хр. Монгольский Алтай (Синьцзян, Китай), Вост. Забайкалье

Продолжение таблицы 9.6

1	2	3	4	5	6
		Универсальные минералого-геохимические признаки, действительные для редкометалльных (литиевых) пегматитов любого возраста. 1. Вторичные механические (шлиховые) ореолы темного касситерита "пегматитового" габитуса (бипирамидальные кристаллы со слаборазвитой зоной призмы или без нее). Вторичные ореолы рассеяния редких щелочей не показательны. 2. Повышенное содержание рубидия в калиевом полевом шпате из глыбовых свалов пегматитов. 3. Экзоконтактовые ореолы холмвитита (распространяющегося в составе альбитовых прожилков до 20-25 м от контактов пегматитовых тел). 4. Присутствие в обломках пегматитов, их глыбовых свалов морфологически различных агрегатов альбита: крупнопластинчатого клеваландита (в виде розеток), средне- и мелкопластинчатого (сахаровидного). 5. Повышенная плотность парамагнитных германиевых центров в блоковом кварце из глыбовых свалов, по данным ЭПР-спектрометрии (отличие редкометалльных пегматитов от кварцевых жил).			

Таблица 9.7

Поисковые критерии и признаки рудных полей (узлов) и месторождений танталоносных гранитов. Критерии оценки месторождений

Рудно-формационный тип	Поисковые критерии и признаки массивов для м-ба 1:200000 и 1:50000. Прогнозные ресурсы категорий P_2 и P_3	Поисковые критерии и признаки рудных полей (узлов) для м-ба 1:10000. Прогнозные ресурсы категорий P_1	Критерии оценки месторождений	Примеры месторождений
1	2	3	4	5
Редкометалльно-гранитовый	1. Структурно-тектонические. Локализация в оловянных (оловянно-вольфрамовых) металлогенических зонах с развитием оруденения касситерит-кварцевого типа. Приуроченность к узлам пересечения (взаимноперпендикулярных) региональных разломов, маркированных догранитными дайками, часто также эруптивными брекчиями; линейно-цепочечное расположение вдоль контролирующих разломов. Тяготение к экзоконтактовым ареалам крупных плутонов гранитоидов более ранних интрузивных фаз. 2. Литологические и метаморфические. Залегание среди терригенных флишоидных песчано-сланцевых пород, не подвергшихся региональному метаморфизму, но часто ороговикованных; в срединных массивах и в пределах рамы складчатых областей – в породах зеленосланцевой фации метаморфизма (хлорит-серицитовых сланцах и т.п.). Реже – приуроченность к карбонатным толщам, а также непосредственно к плутонам более ранних гранитоидов. 3. Магматические. Развитие многофазных магматических комплексов с ранними фазами, представленными крупными плутонами гранит-гранодиоритовой ассоциации и заключительной фазой – штоками редкометалльных гранитов.	1. Структурно-тектонические. Приуроченность к апикальным частям и пологим контактам куполов продуктивных массивов. Рудные тела располагаются непосредственно под штокшайдерами, имея форму кулисообразно заходящих друг за друга уплощенных вытянутых линз. 2. Литологические. Локализация в гранитах, богатых альбитом и обедненных кварцем и калишпатом (по составу близких граносиенитам), такситовой структуры – с неравномерным "струйчатым" распределением скоплений "горошкового" кварца, агрегатов мелкопластинчатого альбита и кристаллов микроклина (часто амазонита).	Резко выраженная вертикальная минералого-геохимическая зональность с быстрой сменой зон и локализацией оруденения в пределах верхних зон. Быстрое выклинивание оруденения на глубину (глубже 100-150 м, иногда уже на глубине 50 м). Содержание Ta_2O_5 в промышленных рудах 0.013-0.025%. Нормальная мощность зоны промышленного оруденения (вкрест контакта) обычно 50-70 м. Длина рудных тел п·100 м, мощность до 10-20 м.	Орловское, Этыкинское (Вост. Забайкалье), Пограничное (Приморье), Кестерское (Полярная Якутия), Абу-Даббаб (Египет), Эшасьер (Монтебра, Франция), Касерес (Испания) и др.

Продолжение таблицы 9.7

1	2	3	4	5
	4. Минералого-геохимические. Экзоконтактовые ореолы грейзенизации (с развитием литиевых слюд, топаза, флюорита, минералов бериллия). Геохимические ореолы лития, рубидия, иногда цезия, бериллия, а также олова и вольфрама (шириной п·10 м); ореолы тантала и ниобия (первые метры). Кварцевые жилы с танталсодержащими касситеритом и вольфрамитом, с грейзеновыми оторочками (циннвальдит, крупнопластинчатый альбит, топаз-пикнит), также кварц-микроклиновые (кварц-амазонитовые) жилы, более поздние и безрудные. Содержание тантала в касситерите и вольфрамите повышается с приближением к контакту рудоносного массива. Вторичные механические (шлиховые) ореолы рассеяния темного касситерита "пегматитового" габитуса, танталсодержащего вольфрамита и рутила, топаза, колумбита, стрюверита. Колумбитовые россыпи. Присутствие в гранитах литиевых слюд (циннвальдита, железистого лепидолита), амблигонита, редко гердерита или сподумена, в гранитах и штокшайдерах – яркоокрашенного амазонита. Повышенные содержания лития, рубидия, фтора, иногда цезия в гранитах. Характерные структурно-текстурные особенности гранитов ("горошковый" кварц, участками такситовые текстуры) и наличие тел штокшайдеров в верхних пологих контактах куполов. Совмещенные локальные гравиметрические минимумы и положительные геохимические (в том числе биогеохимиеские) аномалии редких щелочных элементов, бериллия, олова, вольфрама, ниобия, а также отрицательные аномалии марганца, хрома, никеля, кобальта и обычно (не всегда) титана.	3. Минералого-геохимические. Присутствие танталониобатов (ниобийсодержащего микролита, танталита, колумбит-танталита, колумбита, стрюверита) в повышенных концентрациях (по данным изучения штуфов и протолочек). Заметно повышенные (до 1-2%) содержания Ta_2O_5 в касситерите и вольфрамите из эндо- и экзоконтактовых грейзенов, кварцевых жил. Шлиховые ореолы и мелкие россыпи микролита.		

Таблица 9.8

Поисковые критерии и признаки рудопродуктивных массивов щелочных гранитов, поисковые и оценочные критерии танталониобиевых месторождений в магматогенных щелочных метасоматитах

Рудно-формацион-ный тип	Геолого-промышленный тип	Поисковые критерии и признаки рудопродуктивных массивов щелочных гранитов для м-ба 1:200000 и 1:50000. Прогнозные ресурсы категорий P_2 и P_3	Поисковые критерии и признаки редкометалльных месторождений в магматогенных щелочных метасоматитах для м-ба 1:10000. Прогнозные ресурсы категории P_1	Критерии оценки месторождений, характеристика и параметры рудных тел	Примеры месторождений
1	2	3	4	5	6
Редкометалльный щелочно-метасоматитовый	Танталониобиевый (с Y, TR, Zr, Hf, Li, Be, U, Th) щелочно-метасоматито-вый. Подтип: Магматогенный. Рудные тела, наследуют форму рудопродуктивных интрузивов	1. Структурно-тектонические Приуроченность к палеорифтовым системам и к зонам ТМА, инициирующим рифтообразование, а в их пределах к рифтообразующим разломам, ограничивающим и осложняющим горстовые поднятия этих систем. Наиболее продуктивны проторифтовые системы щитов платформ и срединных массивов складчатых поясов. 2. Магматические. Изолированные массивы небольших размеров (кв. км), в некоторых случаях многофазные вулканоплутоны щелочно-земельных гранитоидов, в которых щелочные граниты слагают жерловые фации.	1. Структурно-тектонические Приуроченность к верхним частям продуктивных массивов с унаследованием их формы и других морфологических деталей. 2. Минералого-геохимические. Развитие в рудных метасоматитах лейстового альбита, горошковидного кварца, литиевых слюд, тория, микроклин-пертита, ксенотима. флюорита, монацита. Присутствие колумбита, малакона. В более глубоких частях тел метасоматитов меньше литиевых слюд, нет колумбита, циркон слабо малаконизирован, присутствует пирохлор, Li-биотит. Вторичные механические ореолы тех же минералов. Геохимические ореолы F, Ta, Nb, Sn и других элементов, характерных для	Приуроченность богатых руд к апикальным зонам рудоносных массивов, вертикальная зональность оруденения и относительное (на первых сотнях метров) его выклинивание на глубину. В отдельных месторождения полная переработка щелочных гранитов массивов и протяженность оруденения на всю видимую глубину (700-800 м). В некоторых массивах – наличие мощных жильных дериватов метасоматитов с бериллиевым и редкоземельным оруденением.	Улуг-Танзек (ЮВ Тува), Зашихинское (Вост. Саян), плато Джос (Сев. Нигерия), Гурайя (Аравийский п-ов), Тор-Лейк, Стрендж-Лейк (Канада) и др.

Продолжение таблицы 9.8

1	2	3	4	5	6
		3. Минералого-геохимические. Преобладание среди темноцветных минералов литийсодержащих рибекита и Fe-арфведсонита и Li-слюд, а также эгирина. Присутствие пирохлора, колумбита, редкоземельных танталониобатов, фосфатов. Выше-кларковые для гранитов содержания Ta, Nb, Zr, TR, Y, U, Th, Sn, Pb, Zn, Mo, Li, Rb и не всегда Be. 4. Геофизические. Наличие аэро- и наземных существенно ториевых радиоаномалий в центральных частях в несколько раз выше фоновой радиоактивности с Th/U>3 и $(Th_p+U_p)/K_p \geq 1$. Не всегда наличие узких положительных линейных магнитных аномалий, отражающих разрывы, в которых локализуются гранитные массивы.	магматогенных метасоматитов; в надинтрузивных зонах – ореолы F, Be, Th, Mo и кварц-альбит-флюоритовые жилы с минералами бериллия. 3. Геофизические. Наличие аэро- и наземных существенно ториевых радиоаномалий (соответственно 30-40 и 400-500 мкр/ч) в несколько раз и на порядок выше фоновой радиоактивности с Th/U>3 и $(Th_p+U_p)/K>1$.		

Таблица 9.9

Поисковые критерии и признаки рудных полей и тел метаморфогенных щелочных метасоматитов; критерии оценки их тантал-ниобиевых месторождений

Рудно-формационный тип	Геолого-промышленный тип	Поисковые критерии и признаки рудных полей и узлов для м-ба 1:200000 и 1:50000. Прогнозные ресурсы категорий P_2 и P_3	Поисковые критерии и признаки месторождений для м-ба 1:10000. Прогнозные ресурсы категории P_1	Критерии оценки месторождений, характеристика и параметры рудных тел	Примеры месторождений
1	2	3	4	5	6
Редкометалльный щелочно-метасоматитовый	Танталониобиевый (с Y, TR, Zr, Hf, Li, Be, U, Th) щелочно-метасоматитовый ГПТ. Подтип: Метаморфогенный. Рудные тела линзовидно-пластообразной формы, обусловленной их локализацией в разломных зонах.	1. Структурно-тектонические Приуроченность к проторифтовым и палеорифтовым системам и размещение там в их грабенах и в разрывах, их формирующих, маркирующихся широкими зонами катаклаза и милонитизации. Возникновение преимущественно в раннедокембрийских системах, наложенных на щиты платформ и на срединные массивы складчатых поясов. 2. Литологические. Метаморфизованные в зеленосланцевой фации и в амфиболитовой фации низкого давления метапелиты, метавулканиты (кислые), реже щелочноземельные граниты. Все породы в зоне разрыва катаклазированы. 3. Минералого-геохимические Сочетание гнейсовидных текстур с гранитоподобным обликом. Присутствие в по-	1. Структурно-тектонические Приуроченность к региональным разрывам, формирующим грабены рифтовых систем, и к самим грабенам. Преимущественно пологие рудовмещающие разломы и примыкающие к ним участки флексурообразных перегибов и периклинальных замыканий складчатых структур. 2. Литологические. Преимущественное развитие по метапелитам и метавулканитам в зоне разлома, метаморфизованным в амфиболовой фации низкого давления. 3. Геоморфологические. Развитие отрицательных форм рельефа (неглубокие котловины, межгорные седловины), слабая обнаженность, "мелкоямчатый" рисунок рельефа на АФС крупного масштаба.	Латеральная поперечная минеральная зональность залежей метаморфогенных метасоматитов, обусловленная явлениями инфильтрационного метасоматоза и сопровождающаяся изменением составов главных рудных и темноцветных минералов. В небольших месторождениях с бедными рудами зональность обусловлена уже главным образом изменением состава замещаемого субстрата (чередование метапелитов со щелочно-земельными гранитами). Рудные тела пластообразные. Мощность рудных тел в крупных месторождениях первые сотни метров, простирание – первые км, протяженность по падению – многие сотни метров. В мелких месторождениях эти параметры на порядок меньше. Ta/Nb=1:10 до 1:24,	Катугинское, Полярно-Уральские (Тайкеу, Лонготюган, Усть-Мраморное), Брокмен

Продолжение таблицы 9.9

1	2	3	4	5	6
		родах щелочных амфиболов изоморфной серии рибекит-Fe-арфведсонит, эгирина, богатых железом слюд. Вышекларковые (сравнительно с гранитами) содержания Ta, Nb, Zr, Y, Li, Rb, TR, Hf, Be, Zn, Pb, Mo, U, Th, F. Присутствие в породах пирохлора и Pb-пирохлора, гагаринита, криолита, редкоземельного флюорита, циркона. Первичные геохимические ореолы F, Nb, Ce, La, Y, Zr, Li, Rb, Th, U, Mo, Pb, Zn, иногда Sn, Be.	4. Минералого-геохимические. Высокие содержания Pb-TR-U-пирохлора, гагаринита, циркона, криолита, щелочных (Na) темноцветных минералов, TR-флюорита. Вышекларковые содержания Ta, Nb, Zr, Y, TR, Li, Rb, Hf, Zn, Pb, Mo, U, Th, F; геохимические ореолы тех же элементов.	средние 1:14. Средние содержания Ta_2O_5 (в %) 0,02-0,03 в богатых рудах; 0,018-0,02 - в рядовых и 0,015-0,017 – в бедных. Средние содержание ZrO_2 – 1,5-1,7%, Y_2O_3 – 0,2-0,3%. Наличие в рудах алюмонатриевых и редкоземельных фторидов (гагаринита, криолита, TR-флюорита) в содержаниях свыше десятых и до целых процента – положительный признак на богатое тантал-ниобиевое оруденение.	
		4. Геофизические.	5. Геофизические.		
		Высокая радиоактивность существенно ториевой природы и в с вязи с этим аэро- и наземные радиоаномалии с Th/U≥3 и $(Th_p+U_p)K_p>1$; величина аэроаномалий 20-100, в среднем 35-40 мкр/ч, наземных аномалий в среднем 500-600 мкр/час. Особенно высокая радиоактивность в эндоконтактах рудных тел. С радиоаномалиями совмещены слабые положительные линейные магнитные аномалии, фиксирующие рудоконтролирующие разломы.			

поздних этапах. В результате этих процессов первичный петалит бывает нацело замещен и сохраняется эпизодически в виде реликтов.

10. Все наиболее высококачественные месторождения тантала относятся к микроклин-альбитовому и к сподумен-микроклин-альбитовому минеральным типам пегматитов [31, 32].

11. Высококачественные руды танталоносных пегматитов за редким исключением характеризуются низкой радиоактивностью.

Сверхкрупные и большинство крупных тантал-ниобиевых месторождений (уникальные Катугинское, Тор-Лейк, Стрендж-Лейк и др.) докембрийские, точнее - раннепротерозойские и поэтому располагаются в рифтовых системах щитов платформ. Эти месторождения приурочены к мощным рифтообразующим разломам, являющимся составляющими планетарных линеаментов, к узлам их пересечения с другими линеаментами. Например, месторождение Тор-Лейк находится в пересечении разлома, формирующего раннепротерозойский авлакоген Атапуско, входящий в состав Гудзонского линеамента, с заложенным в архее и неоднократно активизированным линеаментом западного края Канадского щита, Катугинское месторождение находится в узле пересечения Каларского трога, вписывающегося в Становой линеамент, с Оленекско-Маркокинским линеаментом [4]. Реже крупные месторождения формировались в позднем палеозое-мезозое, но и в этом случае они располагаются в узлах пересечения разрывов, образующих отдельные фрагменты сквозьконтинентальных линеаментов (Зашихинское м-ние в пересечении Таймыро-Малазийского и Саянского линеаментов и др.). Крупным и сверхкрупным тантал-ниобиевым месторождениям свойственны: высокая интенсивность аэро- и наземных радиоаномалий (соответственно >35 и >500 мкр/ч, при Th/U>3-5 и $(Th_p+U_p):K_p>1$, большая длительность формирования, в изученных случаях (Катугинское месторождение) до первых сотен млн. лет, интенсивность проявления процессов метасоматического преобразования субстрата, полнота метасоматических колонок, отображающаяся в отчетливо выраженной внутренней зональности рудных тел, в их многостадийности и в связи с этим - в множестве генераций как породообразующих, так и рудных и акцессорных минералов; широкий видовой состав последних, высокое их суммарное содержание, разнообразие минеральных типов руд. Этим месторождениям также свойственны однородность химического состава и строения субстрата, по которому развиваются рудоносные метасоматиты, а для гранитного субстрата – еще и его высокая щелочность. Все сверхкрупные месторождения характеризуются весьма высокой сравнительно с остальными месторождениями типа радиоактивностью с наиболее высоким торий-урановым отношением (>5), а также комплексностью геохимических ореолов и присутствием в них ореолов большинства литофильных элементов с относительно высокими их содержаниями. Следует отметить, что для крупных и сверхкрупных месторождений многих других металлических полезных ископаемых теперь тоже установлены длительность и многоэтапность их формирования [33].

В последнее время в отношении уникальных месторождений некоторых металлов (Ni, Pt, Nb, REE и др.) высказывается предположение об их возникновении в связи с мантийной конвекцией и с наличием в коре Земли активного длительно существующего мантийного плюма [35].

9.1.6. Методические приемы оценки прогнозных ресурсов для площадей и объектов

Основой для оценки прогнозных ресурсов служит комплекс геологических, минералого-геохимических, геофизических данных, полученных в результате проведения поисковых и оценочных работ и необходимых для определения параметрических характеристик оруденения: содержаний полезных компонентов, мощности и протяженности рудных тел, их морфологии и характера залегания.

Метод аналогии, широко используемый на ранних стадиях геолого-поисковых работ (при подсчете прогнозных ресурсов категорий P_3 и P_2), применяется главным образом для суждений о возможной глубине вскрытого на поверхности оруденения, протяженности его по простиранию, а также о возможном его технологическом типе. Использовать метод аналогии приходится и в тех случаях, когда вскрытие оруденения осуществлено почему-либо в единичных сечениях по поверхности, что не дает надежного представления о морфологии и отмеченных выше других параметрических характеристиках руд. В основе оценки прогнозных ресурсов методом аналогии лежит комплекс оценочных критериев, свойственных каждому руднoформационному типу месторождений (см. табл. 9.5, 9.6, 9.7, 9.8).

Оценка прогнозных ресурсов рудных районов и рудных полей редкометалльных пегматитов и гранитов осуществляется по результатам геолого-съемочных работ м-ба 1:200000 и 1:100000 по категории P_3 в случае выявленных прямых признаков танталоносности. Определение количества прогнозных ресурсов в этом случае имеет предположительный характер, так как базируется в основном на экспертных оценках.

В тех случаях, когда геолого-поисковые работы м-ба 1:200000 проводятся на площадях с проявлениями щелочных гранитоподобных метаморфогенных метасоматитов или щелочногранитного магматизма, прогнозные ресурсы категории P_3 могут определяться по результатам аэрогаммаспектрометрической (АГСМ) съемки по аналогии с известными типовыми объектами, характеризующимися сходной природой и интенсивностью аэро- и наземных аномалий. Перспективной оценке подлежат также площади с гамма-аномалиями невысокой интенсивности, предполагая, что они могут принадлежать невскрытым рудоносным зонам, не залегающим в непосредственной близости от поверхности. По данным АГСМ съемки в пределах перспективных площадей возможно выделение участков, обогащенных Ta и Nb, так как величина $(Th_p+U_p):K_p$ прямо коррелируется с содержанием в рудах Na, а содержание Na – с содержанием в них Ta и Nb.

По категории P_2 рудные поля пегматитов оцениваются по итогам поисково-съемочных работ м-ба 1:50000 или специализированных поисков. При экспертной оценке ресурсы категории P_2 определяются путем подсчета суммарной жильной массы пегматитовых полей, главным образом по результатам картировочных работ и в случае обнаружения в них проявлений танталового оруденения. Для расчета количества прогнозных ресурсов кат. P_2 используется формула [9]:

$P_2 = l \cdot m \cdot \rho \cdot C$ (т Ta_2O_5) , где (9.1)

P_2 – прогнозные ресурсы,

l – длина поля по простиранию, м,

m – суммарная спрессованная мощность пегматитов, м,

ρ – объемная масса для танталоносных пегматитов может быть принята равной 2.6 т/м^3,

C – ориентировочное среднее содержание Ta_2O_5, %, зависящее от типа пегматитов.

Оценку рекомендуется проводить до глубины 200-250 м, так как содержание тантала снижается с глубиной.

В рудных полях редкометалльных гранитов и месторождений, связанных со щелочными гранитами и метасоматитами, ресурсы категории P_2 также подсчитываются при съемках м-ба 1:50000 и на стадии специализированных поисков. Оценка носит предварительный характер, основывается главным образом на геологических данных, причем знание поисковых признаков месторождений обусловливает выбор наиболее рациональных методов геологоразведочных работ и, в частности, мест заложения горных выработок и скважин. На этой стадии окончательно определяется формационный тип месторождения, а для метасоматических месторождений по результатам наземных радиометрических наблюдений уточняется его контур. Рациональный комплекс геологоразведочных работ на этой стадии включает: дешифрирование АФС м-ба 1:10000 – 1:15000, морфоструктурное картирование в м-бе 1:25000 и крупнее, геологическое картирование (м-б 1:10000-1:5000), шлиховое, литогеохимическое и шлихо-геохимическое опробование, детальные магниторазведку, электроразведку, гаммашпуровую съемку, опробование горных выработок, каротаж скважин и их опробование. Оценка прогнозных ресурсов по категории P_2 может производиться по продуктивности геохимических ореолов, подсчитанной в метропроцентах содержаний Ta или Nb для слоя 1 м. Но эта методика дает заниженные результаты, когда обнажены богатые части рудных тел, и завышенные, если вскрыты бедные руды. Кроме того, следует вводить поправочный коэффициент на содержание в недрах некондиционных руд по аналогии с известными месторождениями (в сторону уменьшения ресурсов на 20-40%). Обычно же ресурсы категории P_2 подсчитываются по небольшому количеству анализов проб руд на Ta и Nb.

Оценка прогнозных ресурсов категории P_2 обычно производится до глубины 300 м на основе данных о продуктивности месторождения аналогичного типа и по модельным представлениям о зональности, протяженности, мощности рудных тел и о глубине их эрозионного среза. Поскольку рудные тела занимают лишь часть площади выхода рудоносных метасоматитов при оценке ресурсов по категории P_2, целесообразно использовать расчетную формулу [27]:

$P_2 = S \times H \times c \times p \times K \times 10^{-4}$ т Ta_2O_5, где (9.2.)

S – площадь выхода метасоматитов, км^2, измеренная на карте м-ба 1:25000 и крупнее,

H – глубина оценки (300 м),

c – среднее содержание (%) Ta_2O_5,

p – объемная масса (2.6 $м^3$),

K – коэффициент надежности (0.2-0.3), учитывающий, что лишь часть выхода окажется рудным телом, а его мощность в глубине подсчета будет меньше принятой.

При подсчете прогнозных ресурсов категории P_2 данные шлихового опробования имеют косвенное значение, так как интенсивность шлиховых ореолов, как правило, не коррелируется с масштабами коренного источника [23].

Контур подсчета прогнозных ресурсов категории P_1 определяется площадью вскрытого с поверхности оруденения (оконтуренного шурфо-канавными работами, бурением). Расстояние между поверхностными выработками на начальной стадии работ не является определяющим (обычно выбирается по методу аналогии в соответствии с существующими требованиями с тем, чтобы вскрыть рудные тела первоначально на нескольких профилях). В каждом конкретном случае это расстояние может меняться от 200 до 400 м и более. При этом не следует увлекаться чрезмерным сгущением профилей, подменяя работы второго этапа оценочной стадии.

За пределами вскрытого оруденения параметрические характеристики оруденения определяются экстраполяцией по методу аналогии и с учетом полученных конкретных результатов.

Экстраполяция на глубину проводится большей частью по аналогии с уже оцененными однотипными объектами в сходной геологической обстановке (более надежно, если эти объекты находятся в пределах одного и того же рудного поля или узла). Например, известно, что размах промышленного оруденения, связанного с танталоносными гранитами, на глубину обычно не превышает 100-150 м. Для протяженных (500-1000 м и более) танталоносных пегматитовых жил глубина экстраполяции может быть принята равной половине длины по простиранию, для менее протяженных (до 300-500 м) – длине жилы.

Как в плане, так и по падению, оконтуривание рудной зоны (рудного тела) может осуществляться и по геологическим границам, и по результатам опробования. Последний способ обычен на оценочной стадии, когда имеется достаточное количество рудных пересечений по горным выработкам и скважинам. Определение границ рудного тела по бортовому содержанию металла применяется при сравнительно равномерном его распределении, например, границ оруденения, связанного с танталоносными гранитами или щелочными метасоматитами. Однако и в этом случае предварительные данные о прогнозных ресурсах тантала или тантала и ниобия могут быть получены, учитывая геологические границы вмещающих оруденение гранитных интрузивов и тел метаморфогенных метасоматитов.

При неравномерном характере распределения тантала, например, в редкометалльных пегматитах, более целесообразно оконтуривание рудных тел по геологическим границам – на поисковой стадии и комбинированным способом (учитывая и результаты опробования по вскрытым пересечениям рудных тел) – на оценочной.

Подсчет прогнозных ресурсов категории P_1 и запасов кат. C_2 осуществляется с применением коэффициента рудоносности при высокой насыщенности разреза рудного участка сближенными пегматитовыми жилами с неравномерным распределением оруденения. При этом сначала определяется коэффициент рудоносности, и подсчитываются запасы руды в каждом подсчетном блоке. Границы последних устанавливаются по геологическим данным (тектонические нарушения, пострудные дайки и т.д.) и в зависимости от содержания тантала. Ресурсы руды считаются по формуле:

$Q = K_p \times V \times d$, где (9.3)

Q – запасы руды в тоннах

K_p – коэффициент рудоносности,

V – объем блока,

d – объемный вес руды (по аналогии с известными месторождениями такого же типа).

Ресурсы полезного компонента считают по формуле:

$$P_m = Q \times \frac{C_m}{100}; \text{ где} \quad (9.4)$$

P_m – ресурсы полезного компонента,

C_m – среднее его содержание, %.

Основные параметры для подсчета прогнозных ресурсов кат. P_1 принимаются по аналогии с разведанным месторождением такого же промышленного типа и расположенным в одинаковых географо-экономических условиях.

С учетом результатов определения прогнозных ресурсов P_1 на участках минерализованных зон (рудных тел), вскрытых горными выработками и скважинами, проводится корректировка прогнозных ресурсов P_2, определенных на предыдущей стадии для всего рудного поля. Учитываются обязательно и результаты поисковых работ по всей площади: вновь выявленные радиоактивные аномалии и ореолы редкометалльной минерализации, протяженность и мощность контролирующих их элементов геологического строения, выявленных непосредственно в процессе маршрутных исследований, результатов геофизических съемок, визуальных и геохимических поисков.

Важная самостоятельная задача поисково-оценочных работ на эндогенных месторождениях, заключенных в рыхлом материале щебнисто-дресвянистой остаточной коры физического выветривания, глыбовом элювии, курумнике и т.п. - определение прогнозных ресурсов категорий P_1 и C_2. Оценка этого материала производится параллельно с оценкой коренных руд, по методам, обычно используемым при поисках и оценке россыпей; результаты выдаются раздельно. Иногда в рыхлом материале, представляющем дезинтегрированные части месторождений (рудных тел), концентрируются значительные ресурсы, удобные для первоочередной отработки, причем содержание в нем полезных компонентов (особенно тантала) часто бывают несколько выше, чем в коренных рудах.

В последнее время оценка прогнозных ресурсов по категории P_1 и P_2 согласно специальным методическим указаниям сопровождалась обязательной экономической характеристикой, базирующейся либо на аналогии с разведанными и оцененными месторождениями, расположенными в тех же районах, либо на укрупненных расчетах. При этом принятый порядок определения количества прогнозных ресурсов в крупных металлогенических единицах (провинциях, зонах, районах), заключался в простом суммировании ресурсов, оцененных на отдельных объектах. Однако практика показала, что суммарные ресурсы учетных таксонов высокого иерархического уровня (административные территории, металлогенические провинции, зоны) получались слишком завышенными и корректировались апробирующими и обобщающими инстанциями в сторону уменьшения. Однако эта корректировка до настоящего времени не имеет единого методического подхода и субъективна. М.В. Шумилиным предложен способ оценки прогнозных ресурсов в металлогенических единицах высокого ранга, основанный на вероятностном подходе [36]. Согласно такому подходу величина прогнозных ресурсов учетного таксона высокого иерархического уровня может рассматриваться как произведение средней оценки ресурсов входящих в него элементарных таксонов на коэффициент подтверждаемости, величина которого будет зависеть от конкретных геологических условий и количества элементарных таксонов, т.е. количества возможных реализаций средней оценки.

Таким образом, для расчета прогнозных ресурсов учетного таксона высшего уровня предлагается следующая формула:

$$A_{\sum} = \sum (A_1 + A_2 + \ldots + A_n), \text{ где} \qquad (9.5)$$

A_1, A_2, A_n – оценки ресурсов элементарных таксонов,

n – число элементарных таксонов,

К – коэффициент со значением ≥ 1, но $<n$, выбираемый с учетом конкретных условий и числа n (от 1 до 0.5n).

Подобный расчет позволяет с одной стороны избавиться от заведомо неприемлемого суммирования ресурсов, а с другой – обеспечить единообразие методического подхода в их оценке.

9.2. НИОБИЙ

Ниобиевые месторождения связаны с карбонатитами и корами выветривания (КВ) карбонатитов. Выделяются [6, 7, 10, 19] две основные формации редкометалльных карбонатитов: 1) в массивах ультраосновных щелочных пород центрального типа, 2) в зонах региональных разломов (линейные карбонатиты и щелочные метасоматиты в основном карбонат-амфибол-флогопитового состава).

9.2.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и связь с геологическими формациями. Рудноформационная и генетическая классификация

Месторождения в массивах ультраосновных щелочных пород центрального типа

Редкометалльные месторождения данного типа генетически связаны формацией щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами. В последнее время эту обширную группу принято расчленять на четыре составляющие формации: пикрит-меланефелинитовая (эффузивная), пикрит-меланефелинитовая (интрузивная), кимберлитовая, ийолит-карбонатитовая [8]. Последняя потенциально рудоносная на редкие металлы и в первую очередь - на ниобий.

Типоморфными породами ийолит-карбонатитовой формации являются ультрабазиты, ийолиты, мельтейгиты, якупирангиты, карбонатиты, а также нефелиновые и щелочные сиениты, слагающие массивы центрального типа. В настоящей работе к ним для краткости, по рекомендации Е.М.Эпштейна [37], применяется термин "массивы ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов (УИК)". Массивы УИК известны на всех континентах земного шара (за исключением Антарктиды). Общее их число превышает 200 и они группируются в 25 петрографических провинциях [7, 34]. Массивы УИК приурочены к блокам с континентальным типом земной коры: платформам и реже - к срединным массивам. В пределах платформ ультраосновные щелочные породы расположены в наиболее мобильных и проницаемых структурах: в краевых частях платформ на стыке со складчатыми областями и перикратонными прогибами, в рифтах и рифтогенных структурах (грабенах, авлакогенах). Положение массивов контролируется зонами глубинных разломов, участками их разветвления и пересечения. Отмечается приуроченность ультраосновных щелочных пород и карбонатитов к блокам с восходящим режимом развития – щитам платформ, антеклизам, горстам и др. Образование ультраосновных щелочных пород и карбонатитов связано с процессами тектономагматической активизации платформ – срединных массивов - и по времени коррелируется с проявлением наиболее интенсивных тектонических процессов: заложением геосинклинальных областей, формированием перекратонных прогибов, развитием рифтов и т.д.

По редкометалльным карбонатитам в условиях влажного теплого климата и спокойного тектонического режима могут формироваться рудоносные КВ. Среди последних выделяются следующие типы: 1) остаточные КВ, 2) эпигенетически-измененные КВ.

Остаточные коры выветривания образуют плащеобразные залежи площадной или линейной формы. Мощность их может колебаться от первых метров до 100-200 м, иногда более. Накопление полезных компонентов (Nb, P и др.) в КВ происходит вследствие растворения и выноса приповерхностными водами значительного количества карбонатов, составляющих до 80-90% объема пород, что приводит к многократному концентрированию в остаточных продуктах устойчивых к выветриванию рудных минералов и инертных в зоне гипергенеза рассеянных компонентов карбонатитов.

А.В.Лапин и А.В.Толстов [20] выделяют следующие типы редкометалльных месторождений в КВ: 1) месторождения в гидрослюдистых КВ, 2) месторождения в латеритных КВ, 3) месторождения в эпигенетичеси-измененных латеритных КВ.

При *гидрослюдистом выветривании* в условиях умеренного климата, нейтральной, отчасти слабокислой (слабощелочной) среды происходит растворение и почти полный вынос карбонатов из верхней части зоны гипергенеза. Одновременно происходит окисление сульфидов, которые замещаются гидроокислами железа. Все остальные минералы (апатит, силикаты, пирохлор) сохраняют устойчивость и накапливаются в продуктах выветривания вместе с оксидами и гидроксидами железа и марганца. Только флогопит подвергается гидратации с образованием вермикулита и гидрофлогопита.

Полный профиль КВ включает следующие зоны (сверху вниз): 1) охры, 2) обохренные сыпучки, 3) необохренные сыпучки. Степень концентрации рудных минералов, по сравнению с карбонатитами, в необохренных сыпучках минимальная и близка к 1, в обохренных сыпучках – 1.5-2, в охрах - 2-3.

Формирование *латеритных КВ* протекает в условиях тропического и субтропического климата при более высокой кислотности поверхностных вод. При этом растворяются не только первичные карбонаты, но и силикаты и апатит, и образуются водные фосфаты алюминия (гояцит, горсейскит, флоренсит), вторичный монацит, а на более глубоких горизонтах – франколит. Первичный пирохлор замещается Sr-, Ba-, Ce-пирохлорами.

Месторождения латеритных кор отличаются иным характером зональности. Латеритный профиль включает две главные зоны, различающиеся направленностью геохимических процессов: 1) верхнюю зону выщелачивания (зона латеритных охр), 2) нижнюю зону цементации или вторичного переотложения компонентов, представленную лимонит-франколитовыми и лимонит-кварцевыми породами. Коэффициенты концентрации редких металлов по отношению к исходным карбонатитам обычно варьируют от 4 до 8.

Эпигенетически измененные коры выветривания

В ряде случаев вследствие выщелачивания большого количества карбонатов в пределах карбонатитового ядра массивов УИК могут формироваться депрессии, выполненные озерно-болотными угленосными отложениями (гравелитами, песчаниками, алевролитами, углями), перекрывающими остаточные коры выветривания. После накопления этих пород верхние горизонты рудоносных кор выветривания подвергаются эпигенетическим изменениям, обусловленным нисходящей фильтрацией поверхностных вод, дренирующих угленосные отложения и обладающих восстановительными свойствами.

Самую верхнюю часть разреза коры выветривания, претерпевшей эпигенетические изменения, занимают осветленные породы, образующиеся в результате выноса из латеритных охр значительных количеств железа и марганца и вследствие этого обогащенных ниобием и редкими землями, устойчивыми в данной обстановке [20]. Руды осветленного горизонта имеют существенно пирохлор-монацитовый или пирохлор-монацит-крандаллитовый состав и характеризуются исключительно высокими концентрациями редких и редкоземельных элементов. В них содержится (в %): Nb_2O_5 – 4.7-7.7, TR_2O_3 – 11-17, Y_2O_3 – 0.5-0.9, Sc_2O_3 – 0.05-0.06. Аномально высокая продуктивность руд обусловлена суммированием рудоконцентрирующих эффектов двух этапов гипергенеза – окислительного этапа поверхностного выветривания и эпигенетического восстановительного этапа.

Иная точка зрения на происхождение ультрабогатых руд содержится в работе Е.М.Эпштейна, Н.А.Данильченко и С.А.Постникова [38]. По мнению этих исследователей, образование столь богатых концентраций ниобия и редких земель связано с перемывом рудоносных КВ в древних озерах.

Месторождения в линейных карбонатитах и щелочных метасоматитах

Объектов данного типа известно ограниченное количество, и поэтому характеристика их дается в основном на примере наиболее крупного из них – Татарского ниобиевого месторождения, расположенного в Заангарской части Енисейского кряжа (Красноярский край). Сходными геологическими особенностями характеризуются также Nb-TR рудопроявления Усть-Бираинское, Право-Бираинское, Атычах, находящиеся в пределах Нечеро-Жуинского междуречья (Иркутская область).

Татарское месторождение расположено в миогеосинклинальной зоне Енисейско-Саянской складчатой системы байкалид, развившейся на раздробленном кристаллическом фундаменте Сибирской платформы, контролируется Татарской зоной глубинных разломов и приурочено к антиклинорию, сложенному нижнепротерозойским метаморфическим сланцево-амфиболит-карбонатным комплексом пород.

В зоне разлома карбонатиты и сопровождающие их щелочные метасоматиты образуют ряд рудных зон, представляющих собой субсогласные с вмещающими породами жилообразные залежи длиной n·км при ширине n·10 - n·100 м, сложенные чередованием линзовидных тел доломитовых карбонатитов и метасоматитов в основном доломит-арфедсонит-флогопитового состава. Основные полезные минералы - пирохлор, колумбит и апатит, образуют вкрапленность в карбонатитах и метасоматитах. Средние содержания ниобия в первичных рудах низкие и прак-

тического значения последние не имеют. Связи карбонатитов с магматическими породами не отмечается.

Рудные зоны перекрыты остаточными линейно-площадными КВ, с которыми связано промышленное ниобиевое оруденение. Рудные тела наследуют контуры первичных руд, но содержания полезных компонентов в них в 2-4 раза выше.

Рудноформационная и генетическая классификация месторождений ниобия

Специфическая черта классификации ниобиевых месторождений - соответствие генетических типов рудноформационным (табл. 9.10). Выделяются [20, 24, 27] следующие рудные формации:

1. Карбонатитовая поликомпонентная в массивах УИК центрального типа.
2. Карбонатитовая фосфор-ниобиевая в зонах региональных разломов (линейные карбонатиты и щелочные метасоматиты).
3. Поликомпонентная формация КВ карбонатитов, включающая следующие типы КВ: гидрослюдистые, латеритные, эпигенетически измененные.

Выделяющаяся в некоторых классификациях цирконий-ниобиевая формация, связанная с альбититами и карбонатитами миаскитовых нефелиновых сиенитов, в связи с консервацией прототипа – Вишневогорского месторождения - а также из-за низких содержаний ниобия в рудах (0.1-0.2% Nb_2O_5) в настоящее время утратила свое промышленное значение и в данной работе не рассматривается.

9.2.2. Промышленные типы месторождений

Выделяются [15,20,24,27] следующие промышленные (П) и потенциально-промышленные (ПП) типы ниобиевых месторождений (табл. 9.11):

1. Фосфор-ниобиевый (с танталом) в массивах УИК центрального типа (П).
2. Фосфор-ниобиевый в гидрослюдистых КВ карбонатитов массивов УИК (ПП).
3. Ниобиевый, редкоземельно-ниобиевый в латеритных КВ карбонатитов массивов УИК (П).
4. Фосфор-ниобиевый в гидрослюдистых КВ линейных карбонатитов и щелочных метасоматитов (П).
5. Редкоземельно-ниобиевый в эпигенетически-измененных КВ карбонатитов массивов УИК (ПП).

В мировой практике наибольшее значение имеют первый и особенно третий типы месторождений, из руд которых получают пирохлоровые концентраты, пригодные для непосредственного выплавления феррониобия (FeNb) –основного вида ниобиевой продукции. В России в связи с вводом в эксплуатацию Татарского месторождения в гидрослюдистых КВ линейных карбонатитов и щелочных метасоматитов промышленное значение приобретает четвертый тип.

Месторождения в массивах УИК центрального типа

Месторождения данного типа – часто крупные по масштабам оруденения с протяженными (до 1500 м) крутопадающими рудными зонами. Верхние части рудных тел удобны для отработки карьерами. Выделяются следующие типы руд, имеющие промышленное (П) и потенциально промышленное (ПП) значение: апатит-пирохлоровые в карбонатитах (П), апатит-пирохлоровые в микроклинитах (ПП), апатит-гатчеттолитовые в карбонатитах (ПП).

Наиболее часто встречается *апатит-пирохлоровое оруденение в карбонатитах*. Основной полезный компонент - ниобий, попутные – фосфор, тантал, редкие земли. Главные рудные минералы представлены пирохлором, колумбитом, апатитом. Руды с хорошими технологическими свойствами. В месторождениях РФ руды данного типа характеризуются невысокими содержаниями ниобия (0.15-0.25 редко до 0.4% Nb_2O_5) и в современных экономических условиях не рентабельны. Отнесение их к промышленному типу обусловлено наличием богатого оруденения (0.65% Nb_2O_5) в месторождении Сент-Оноре (Канада), с успехом разрабатываемого подземным способом. Не исключено, что и в России могут быть обнаружены богатые руды данного типа.

Апатит-пирохлоровые руды в микроклинитах (калишпатовых метасоматитах по ультраосновным щелочным породам) развиты ограничено. В РФ известно лишь одно – Большетагнинское месторождение (Иркутская область) с данным типом руд (возможно, что это связано с недостаточной поисковой изученностью силикатных пород в массивах УИК). Апатит-пирохлоровая минерализация Большетагнинского месторождения слагает протяженную (~600м)

Таблица 9.10

Генетические типы и рудные формации месторождений ниобия

Генетический тип	Рудные формации	Рудогенерирующие формации	Вмещающие породы	Геотектоническая позиция, палеоклиматические условия	Геодинамическая обстановка формирования
Карбонатитовый	Карбонатитовая поликомпонентная в массивах УИК центрального типа	Ийолит-карбонатитовая	Породы массивов УИК: 1) карбонатиты, 2) микроклиниты, 3) слюдиты	Краевые активизированные части платформ; зоны сочленения платформ со складчатыми областями; континентальные рифты и рифтогенные структуры; срединные массивы	Тектономагматическая активизация
Карбонатитовый	Карбонатитовая фосфор-ниобиевая в зонах региональных разломов (линейные карбонатиты и щелочные метасоматиты)	Достоверно не установлены	Линейные карбонатиты доломитового состава и щелочные метасоматиты	Антиклинорные поднятия в складчатых областях, зоны региональных разломов	Достоверно не установлена
Остаточные КВ	Поликомпонентная формация КВ карбонатитов, в т.ч. типы КВ: 1. Гидрослюдистые	Субстрат-карбонатиты (щелочные метасоматиты) с ниобиевым оруденением	КВ гидрослюдистого профиля	Умеренный климат. Слабощелочная, нейтральная, отчасти слабокислая среда минералообразования	Спокойный тектонический режим в платформенных условиях с тенденцией к медленному воздыманию
	2. Латеритные		КВ латеритного профиля	Жаркий влажный (тропический и субтропический) климат, кислая среда минералообразования	Спокойный тектонический режим с тенденцией к медленному погружению
Эпигенетически измененные (восстановленные) КВ	3. Эпигенетически измененные		Эпигенетически измененные КВ латеритного профиля	Смена окислительных условий минералообразования восстановительными вследствие перекрытия КВ угленосными отложениями	Формирование озерно-болотных депрессий, перекрывающих рудоносные КВ карбонатитов

Промышленные типы месторождений ниобия

Промышленные (П) и потенциально-промышленные (ПП) типы месторождений	Минеральные типы руд, имеющие промышленное (П) и потенциально-промышленное (ПП) значение. Примеры месторождений	Среднее содержание в руде Nb_2O_5, %	Сопутствующие компоненты	Форма, размер и условия залегания рудных тел	Масштабы месторождений	Группа по классификации ГКЗ
1	2	3	4	5	6	7
В коренных породах						
Фосфор-ниобиевый (с танталом) в массивах УИК центрального типа (П)	Апатит-пирохлоровый в карбонатитах (П). Белозиминское, РФ; Сент-Оноре, Канада	0.25-0.65	Ta, P, TR	Линзовидные крутопадающие залежи вкрапленных руд без четких геологических границ. Размеры: по простиранию до 1500 м, по падению более 500 м, мощность до 300 м	Средние и крупные	III
	Апатит-пирохлоровый в микроклинитах (ПП). Большетагнинское, РФ	1.0	P, микроклин	Линзовидная залежь прожилово-вкрапленных руд с изменчивым падением: от вертикального вверху до субгоризонтального внизу. Размеры по простиранию 600 м, мощность до 250 м	Среднее	III
	Апатит-гатчеттолитовый, апатит-пирохлоровый-гатчеттолитовый в карбонатитах (ПП). Среднезиминское, Неске-Вара, отдельные рудные зоны Белозиминского, РФ	0.1-0.25	Ta, U, P	Жилообразные крутопадающие залежи длиной 100-1300 м, мощность 5-30 м	Мелкие и средние (по танталу)	II-III

Продолжение табл. 9.11

1	2	3	4	5	6	7
В корах выветривания (КВ)						
Фосфор-ниобиевый в гидрослюдистых КВ карбонатитов массивов УИК (ПП)	Апатит-пирохлор-колумбитовый (ПП). Белозиминское, РФ	0.5-0.6	Ta, P, TR	Линзо- и пластообразные субгоризонтально залегающие залежи. Длина до 3600 м, ширина 200-1100 м, мощность – 10-25 м	Средние	II
Фосфор-ниобиевый в гидрослюдистых КВ линейных карбонатитов и щелочных метасоматитов (П)	Апатит-пирохлоровый (П). Татарское, РФ	0.5-0.7	P, вермикулит, Fe	Линзо- и лентообразные субгоризонтальные залежи. Длина до 2000 м, ширина 20-55 м, мощность 20-30 м.	Мелкие	III
Ниобиевыый, редкоземельно-ниобиевый в латеритных КВ карбонатитов массивов УИК (П)	Монацит – Sr- Ba-Ce-пирохлоровый (П). Араша, Каталан, Бразилия; Чуктуконское, РФ.	1-2.5	TR, P, Fe, Mn	Линзо- и пластообразные субгоризонтально залегающие залежи. Длина до 2000 м, ширина до 1500 м, мощность 35-100 м	Средние и крупные	II
Редкоземельно-ниобиевый в эпигенетически измененных КВ карбонатитов массивов УИК (ПП)	Монацит – Sr- Ba-Ce-пирохлоровые в осветленных охрах (ПП). Томторское, РФ	4-6.7	TR, Y, Sc	Пластообразные горизонтально залегающие залежи. Длина 2600 м, ширина 1700 м, мощность 8-10 м	Крупные	II

рудную залежь мощностью до 200 м. Оруденение представлено тонкой вкрапленностью пирохлора и прожилками карбонат-пирохлорового или карбонат-апатит-пирохлорового состава мощностью от нескольких миллиметров до 6-8 см, образующими линейно-штокверковые зоны. Руды богатые (~1% Nb_2O_5 при борте 0.3%), труднообогатимые. В ВИМСе разработана технология получения высокосортного ниобиевого концентрата (56-60% Nb_2O_5) с применением термохимической доводки продуктов флотационного обогащения, содержащих 32-40% Nb_2O_5.

Апатит-гатчеттолитовый в карбонатитах тип руд в подчиненных количествах обычно встречается совместно с апатит-пирохлоровым, образуя либо самостоятельные рудные зоны, либо слагая фланги пирохлоровых зон. Вместе с тем отмечаются массивы, предположительно более сильно эродированные, в которых гатчеттолитовое оруденение преобладает над пирохлоровым. Гатчеттолитовые руды характеризуются повышенными концентрациями урана (до 0.01%), высокими содержаниями тантала (до 0,02% Ta_2O_5) и по величине Nb/Ta отношения иногда соответствуют собственно танталовым месторождениям, но чаще комплексным ниобий-танталовым. Разработаны схемы обогащения, позволяющие получать гатчеттолитовый концентрат с содержанием Ta_2O_5 до 6%, Nb_2O_5 – 13.5%, U – 5.6% при извлечении соответственно 62, 54 и 66% (данные по Среднезиминскому м-нию). Как источник ниобия эти руды неперспективны, но при определенных условиях (повышенном спросе на тантал и уран) могут отрабатываться для получения танталовой продукции с попутным извлечением урана и ниобия в виде пентоксида.

Месторождения в гидрослюдистых КВ карбонатитов массивов УИК

Характерным примером месторождений данного типа является Белозиминское месторождение. Основной тип руд апатит-пирохлор-колумбитовый в охристых КВ. Главные полезные компоненты – ниобий и фосфор. Рудные залежи оконтурены с учетом следующих кондиций:

- минимальное промышленное содержание условного P_2O_5 в блоке 41.2% (или условного Nb_2O_5 0.42%), коэффициент для перевода Nb_2O_5 в условный P_2O_5 100 (или P_2O_5 в усл. Nb_2O_5 0.01),
- балансовые запасы оконтурены по выработкам с содержанием условного P_2O_5 24% (или условного Nb_2O_5 0.25%) и CO_2 не выше 5%,
- верхняя граница проведена по геологическому контакту с четвертичными отложениями, нижняя – по содержанию в пробе CO_2 не выше 5%,
- минимальная мощность рудных тел – 3 м.

Выделенные рудные залежи располагаются в горизонте охр и характеризуются линзо- и пластообразной формой. Длина залежей от 3600 до 200 м, ширина 1100-70 м, средняя мощность 11.5-24.6 м. Средние содержания Nb_2O_5 в рудах 0.56%, P_2O_5 – 13.2-15%. По масштабам месторождение в КВ среднее.

В пределах Основной рудной залежи возможно выделение богатых руд со средним содержанием Nb_2O_5 1%. Богатые рудные тела характеризуются лентовидной формой, длина их колеблется от 2500 до 300 м, ширина 350-40 м, мощность 33.5-4.2 м.

Отработка руд возможна открытым способом без применения буровзрывных работ. Технология обогащения разработана Гиредметом и включает следующие операции: магнитную сепарацию с выделением магнетитового продукта, апатитовую флотацию с получением апатитового концентрата (36% P_2O_5), редкометалльную флотацию с получением ниобиевого концентрата (30% Nb_2O_5). Извлечение ниобия 60%.

Доводку ниобиевого концентрата до требований промышленности ВИМС рекомендует осуществлять по термохимической технологии. Спекание концентрата с известняком в присутствии $CaCl_2$ и последующим выщелачиванием из спека примесных компонентов 5% соляной кислотой позволит получить в твердой фазе ниобат кальция с содержанием Nb_2O_5 56-58% при извлечении 95-96%. Полученный химконцентрат пригоден для выплавки феррониобия.

Месторождения в латеритных КВ карбонатитов массивов УИК

Месторождения в латеритных КВ значительно превосходят гидрослюдистые по уровню концентрации и ресурсам редких металов. Главный тип редкометалльных руд представлен монацит – Sr-, Ba-, Ce-пирохлоровыми рудами в остаточных охристых КВ.

Руды, как правило, комплексные Nb-TR, в некоторых месторождениях выделяются рудные тела собственно ниобиевых и собственно редкоземельных руд. Средние содержания в различных месторождениях варьируют (в %): Nb_2O_5 – 1-3, TR_2O_3 от 4 до 6-9. Руды тонкодисперсные, обычно труднообогатимые.

Вместе с тем пример месторождения Араша (Бразилия) показывает возможность эффективного обогащения охристых руд флотационным методом. Для удаления примесей пирохлоровый флотоконцентрат смешивается с известью и хлористым кальцием и прокаливается при температуре 800°, охлаждается и выщелачивается 5%-ной соляной кислотой. Применяемая технология позволяет получать концентраты с содержанием Nb_2O_5 59-65% при извлечении ниобия 70%. Большая часть концентратов перерабатывается в феррониобий.

Месторождения в гидрослюдистых КВ линейных карбонатитов и щелочных метасоматитов

Единственный представитель данного типа - Татарское месторождение, располагающееся в гидрослюдистых ("зернистых") КВ.

Мощность КВ колеблется от 9 до 50 м, в них выделено 18 рудных тел ленточной и линзовидной формы, в трех из них заключено около 95% запасов ниобия. Длина основных рудных тел 680-2050 м, мощность 25-33 м, протяженность по падению 21-32 м.

Рудные тела оконтурены с учетом следующих кондиций:

- в контуре карьеров следует подсчитать раздельно запасы фосфатно-ниобиевых, фосфатных и вермикулитовых руд,
- для балансовых запасов фосфатно-ниобиевых руд бортовое содержание Nb_2O_5 0.1%,
- минимальное содержание Nb_2O_5 по пересечению рудного тела 0.2%.
- минимальное промышленное содержание Nb_2O_5 в подсчетном блоке 0.3%,
- минимальная мощность рудного тела 4 м.

Основные полезные минералы руд КВ – пирохлор, стронциопирохлор, колумбит, апатит, слюды (в том числе и вермикулит) и магнетит. Главный тип руд - зернистые фосфатно-ниобиевые, в которых основной полезный компонент – ниобий,а попутные – апатит, слюды и магнетит. Средние содержания полезных компонентов в рудах составляют: Nb_2O_5 – 0.69%, P_2O_5 – 8.73%, вермикулит – 11.16%.

Зернистые фосфатно-ниобиевые руды по минеральному составу разделены на пирохлоровые, колумбит-пирохлоровые и стронциопирохлоровые. Первые наиболее развиты (62% запасов Nb_2O_5), среднее содержание в них Nb_2O_5 0.66%. Стронциопирохлоровые руды (17% запасов) отличаются повышенным содержанием Nb_2O_5 (~1.1%). Все сорта руд отнесены к одному технологическому типу и эффективно обогащаются по комбинированной технологии, включающей магнитно-гравитационно-флотационные методы. Конечные продукты обогащения – высокосортный ниобиевый концентрат, содержащий 63-64% Nb_2O_5 и пригодный после солянокислой отмывки фосфора для производства феррониобия, а также товарный апатитовый концентрат, содержащий около 40% P_2O_5. Извлечение ниобия и фосфора составляет 72 и 71% соответственно.

Месторождение отрабатывается карьерами. Татарское месторождение по запасам мелкое, но с хорошо обогатимыми рудами. Это единственный ниобиевый объект в РФ, из руд которого механическим обогащением получен концентрат, соответствующий мировым стандартам.

Месторождения в эпигенетически-измененных КВ карбонатитов массивов УИК

Наиболее яркий представитель данного типа - Томторское месторождение. В пределах Томторского массива УИК, одного из крупнейших в мире, выявлено несколько генетических типов руд, но практический интерес представляет только оруденение в эпигенетически измененных КВ карбонатитов. Выделено три участка развития эпигенетически измененных КВ: Северный, Южный и наиболее перспективный – Буранный.

Оруденение располагается в верхней части остаточных латеритных КВ под днищем депрессий, выполненных пермскими угленосными отложениями. Рудный пласт участка Буранный характеризуется субгоризонтальным залеганием, его размеры в плане составляют 2600x1700 м, мощность от 0.2 до 42 м (в среднем 10.1 м), глубина залегания от 8.5 до 160 м.

Минеральный тип руды: Ba-, Sr-, Ce-пирохлор-монацитовый в осветленных (эпигенетически измененных) охрах. Руды существенно пирохлор-монацитового или пирохлор-монацит-крандаллитового состава. В переменных количествах они содержат каолинит, гетит, сидерит, анатаз и другие минералы. В качестве второстепенного рудного минерала отмечается ксенотим.

Основные полезные компоненты руд - ниобий, связанный с пирохлором, иттрий, редкие земли цериевой группы (с монацитом) и скандий (с ксенотимом). Содержание полезных ком-

понентов в запасах, утвержденных по категории $B+C_1$ составляют (%): Nb_2O_5 – 6.71, Sc_2O_3 – 0.03, Y_2O_3 – 0.595, РЗЭ – 9.53.

Руды глинистые, тонкодисперсные, труднообогатимые. Механические методы обогащения (флотационный и др.) не обеспечивают раздельного получения ниобиевого и редкоземельного концентратов, поэтому основные усилия технологов были направлены на разработку способов гидрометаллургического передела руд с получением в качестве товарных продуктов ниобиевого химконцентрата (или технического пентоксида ниобия) и оксидов РЗМ и скандия. Специалистами ВИМСа [21] рекомендована схема, обеспечивающая получение ниобиевого химконцентрата, содержащего 54-56% Nb_2O_5, и индивидуальных соединений РЗМ и скандия. Извлечение полезных компонентов от руды составляет (%): ниобий – 94-95, скандий – 73, иттрий – 87, редкие земли – 87-89.

9.2.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания. Методические приемы подсчета прогнозных ресурсов

В соответствии с классификациями ниобиевых месторождений намечается два направления работ, ориентированных на поиски ниобиевых месторождений: 1) в массивах УИК центрального типа и связанных с ними КВ, 2) в линейных карбонатитах и щелочных метасоматитах и связанных с ними КВ.

Площади для поисков месторождений в массивах УИК и связанных с ними КВ

Основой для выделения потенциально рудоносных площадей служит наличие массивов УИК. Категории прогнозных площадей и их характеристика приведены в таблице 9.12. Простейший и наиболее рациональный способ оконтуривания прогнозных площадей - оконтуривание территорий, занимаемых массивами УИК. В прогнозный контур следует также включать геофизические аномалии, которые могут интерпретироваться в качестве интрузий УИК, а также ореолы рассеивания рудных минералов (пирохлора, колумбита и др.), геохимические аномалии ниобия и элементов-спутников.

Следует отметить, что массивы УИК благодаря значительным площадям и хорошей отражаемости в геофизических полях являются сравнительно легко выявляемыми объектами, в связи с чем обнаружение новых массивов, выходящих на земную поверхность маловероятно. Исключение составляют погребенные и неэродированные интрузивы.

Ниобиевое оруденение данного типа располагается только в пределах массивов УИК, поэтому оценка рудоносности прогнозных площадей (за исключением месторождений) сводится к подсчету и суммированию прогнозных ресурсов отдельных массивов, составляющих ту или иную территорию.

Потенциальный рудный район это территория, приуроченная к крупной геотектонической структуре – краевой активизированной части платформы, рифтовой зоне и др. – и включающая несколько рудных узлов (пространственно сближенных массивов УИК). Площади рудных районов составляют n·10000 км^2, количество массивов, входящих в рудные районы, – 10-20 и более, массивы, как правило, одновозрастные.

Таблица 9.12

Категории прогнозных площадей для поисков месторождений ниобия в массивах УИК и связанных с ними КВ

Ранг прогнозной площади	Геологическая характеристика	Площадь, км^2
Месторождение:		
в коренных породах	Рудная зона в массиве УИК	0.1·n
в КВ	Участок рудоносных КВ в пределах массива УИК	n
Рудное поле	Массив УИК, включающий группу рудных зон и (или) участков рудоносных КВ	n·10, редко n·100
Рудный узел	Территория, включающая группу пространственно сближенных массивов УИК	n·100
Рудный район	Территория, включающая несколько пространственно сближенных рудных узлов	n·10000

Примерами потенциальных рудных районов являются Карело-Кольский и Маймеча-Котуйский. Оконтуривание рудных районов достаточно уверенно проводится на картах м-ба 1:1000000. Для представления о рудоносности оценивается металлогенический потенциал, а в хорошо изученных районах суммируются прогнозные ресурсы и запасы известных рудных полей.

Оценку металлогенического потенциала неизученных массивов можно выполнять методом аналогии по формуле Быховера [26]:

$Q=k \cdot q \cdot S$, где (9.6)

Q – металлогенический потенциал, Nb_2O_5, т,

k – коэффициент подобия оцениваемого и эталонного массивов УИК, $0<K<1$,

q – удельная рудоносность (продуктивность) эталонной территории, т/м^2,

S – площадь оцениваемого массива УИК, км^2.

Значения q могут меняться в широких пределах, например, для эталонных массивов Зиминского рудного узла удельная продуктивность, определяемая как частное от деления суммарных запасов на площадь массивов, варьирует от 32000 до 69800 т/км^2, среднее – 54500 т Nb_2O_5/км^2.

Потенциально рудный узел –территория площадью n·100 км^2, включающая группу пространственно сближенных массивов УИК, располагающихся в конкретной геологической обстановке.

Количество массивов УИК, составляющих рудные узлы, два-пять, кроме них могут присутствовать минерализованные зоны дробления с торий-редкоземельной и ниобий-редкоземельной минерализацией протяженностью от 2 до 10 км при мощности n·100 м, дайки и трубки взрыва, сложенные ультраосновными щелочными породами, шлиховые ореолы рассеивания рудных минералов (пирохлор, колумбит и др.), геохимические аномалии ниобия и элементов-спутников (рис. 9.7).

Рудные узлы могут входить в состав рудных районов, но могут иметь и автономное развитие (последнее более характерно). Примерами рудных узлов служат Зиминский, Уджинский, Лединский и др. Характеристика их приведена в табл. 9.13.

Таблица 9.13

Характеристика рудных узлов

Рудный узел	Размеры, км	Площадь, км^2	Массивы УИК, минерализованные зоны (МЗ)	Геотектоническая позиция
Зиминский, Иркутская обл.	25x12.5	310	Белозиминский. Большетагнинский, Среднезиминский, Перевальный, Ярминская (МЗ)	Краевая часть Сибирской платформы, активизированная в позднепротерозойское время
Уджинский, Республика Саха (Якутия)	68x10-20	810	Томтор, Богдо, Промежуточный, Чимара (МЗ)	Зона сочленения Сибирской платформы с Лено-Анабарским перикратонным прогибом
Лединский, Республика Саха (Якутия)	50x5	250	Грач, Поворотный, Гек, Воин, Батрак	Зона сочленения Сибирской платформы с Верхояно-Чукотской складчатой областью

Оконтуривание потенциальных рудных узлов можно проводить на картах м-ба 1:200000. Прогнозные ресурсы оцениваются по категории P_3. При оценке прогнозных ресурсов учитывается число массивов, размеры их в плане, а также количество и размеры геофизических аномалий, интерпретируемых в качестве погребенных или неэродированных массивов.

Оценку можно проводить методом аналогии, используя формулу (9.6) или же формулу типа:

$$Q = \frac{k \cdot S \cdot h \cdot c \cdot d}{100}, \text{ где} \qquad (9.7)$$

Q – прогнозные ресурсы Nb_2O_5, т,

k – коэффициент надежности прогноза, $0<k<1$,

S – площадь выходов карбонатитов, м^2,

h – глубина прогноза, 200-300 м,
c – содержание Nb_2O_5 в руде, %,
d – объемная масса руды, т/м^3.

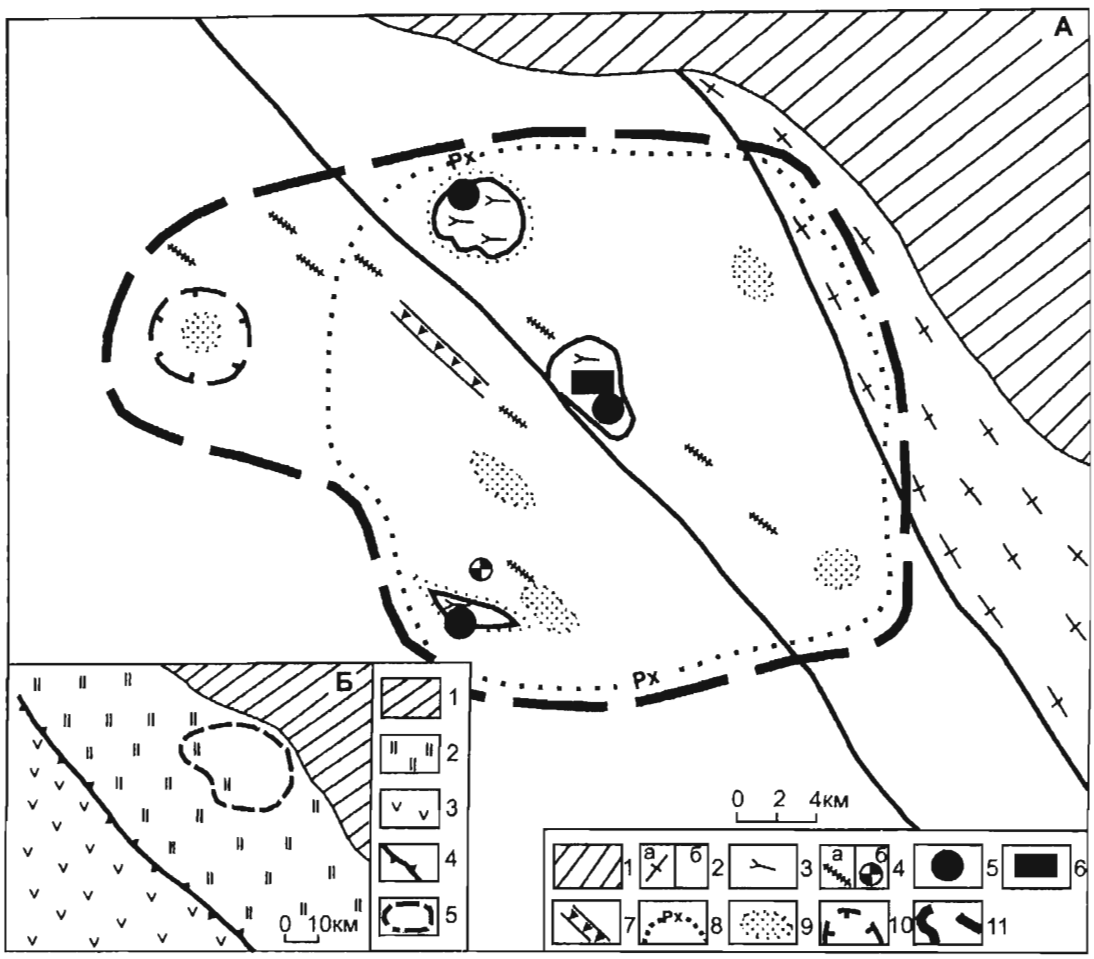


Рис.9.7 А. Геологическая модель рудного узла, приуроченного к краевой активизированной части платформы (рудная формация - карбонатитовая в массивах УИК центрального типа).

1 - чехол платформы; 2 - фундамент платформы: а) гнейсы, амфиболиты, кварциты (AR), б) серицит-хлоритовые сланцы, песчаники, пластовые тела диабазов (PR_1); 3-4 - комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов: 3 - массивы УИК (ультрабазиты, мельтейгиты, якупирангиты, ийолиты, уртиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты), 4 - дайки(а) и трубки взрыва(б), сложенные пикритовыми порфиритами и слюдяными кимберлитами; 5-7 - рудные объекты, связанные с массивами УИК: 5 - ниобиевые месторождения в коренных породах; 6 - ниобиевые месторождения в КВ карбонатитов, 7 - зона дробления с TR-Th минерализацией. Поисковые признаки: 8 - шлиховые ореолы расеивания пирохлора, 9 - гидротермально-метасоматические изменения пород - карбонатизация, альбитизация, калишпатизация и др.; 10 - контуры геофизических аномалий, интерпретирующихся в качестве невскрытого массива УИК; 11 - контуры рудного узла.

Б. Положение рудного узла в региональных структурах.

1 - чехол платформы; 2 - активизированная в позднем протерозое краевая часть платформы; 3 - складчатая область; 4 - краевой шов платформы; 5 - контуры рудного узла.

Потенциальное рудное поле – массив УИК, включающий группу рудных зон в коренных породах и (или) участков рудоносных КВ. Геологические модели рудных полей представлены на рис. 9.8 и 9.9.

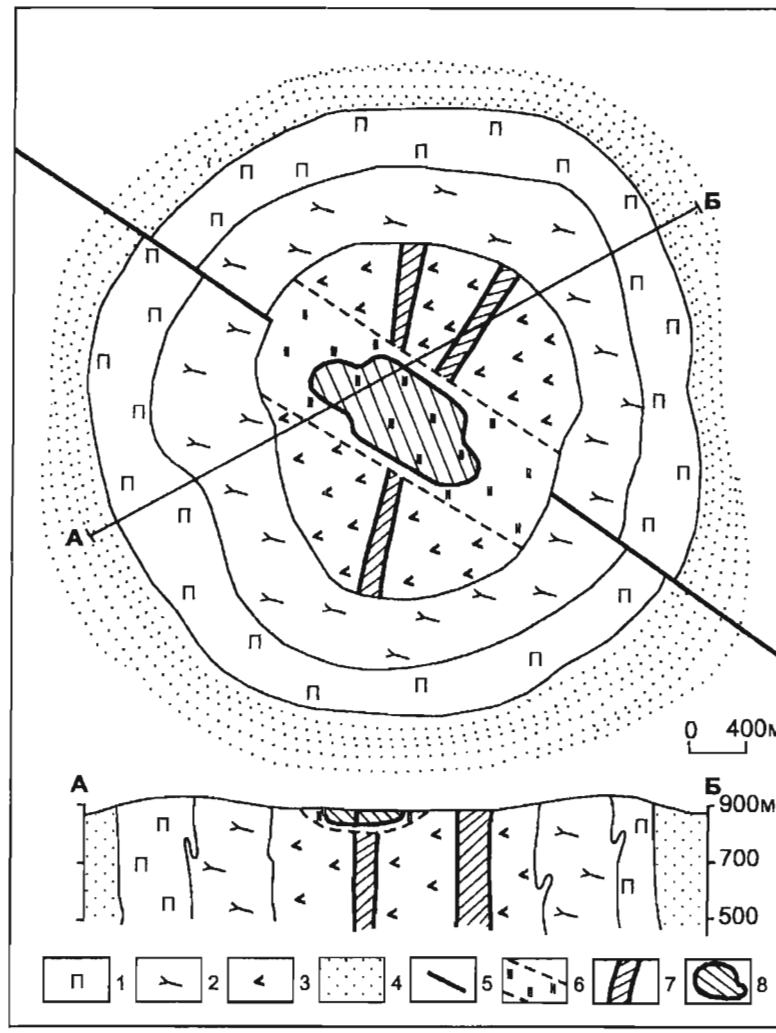


Рис.9.8. Геологическая модель рудного поля, приуроченного к массиву УИК

1- ультрабазиты; 2 - ультраосновные-щелочные породы, сиениты; 3 -карбонатиты; 4 - фениты; 5 - разломы; 6 - коры выветривания карбонатитов; 7 - рудные зоны с ниобиевым оруденением в коренных породах; 8 - рудные тела в корах выветривания

Наиболее распространены массивы округлой и овальной в плане формы. Площади их колеблются от первых квадратных километров до 50-60 км^2, в среднем составляя 14 км^2 [34]. Исключения составляют Томторский (250 км^2) и Гулинский (~600 км^2) массивы.

В вертикальном сечении массивы УИК представляют собой трубообразные тела, протягивающиеся на глубину до 10 км и более.

Массивы УИК сформированы в течение нескольких фаз магматической и метасоматической деятельности и характеризуются концентрически-зональным строением, обусловленным последовательной сменой пород разного состава: гипербазитов, ультраосновных щелочных пород (ийолитов, мельтейгитов, якупирангитов),нефелиновых или щелочных сиенитов и карбонатитов. Карбонатиты могут располагаться в центральных частях массивов, образуя штокообразные тела площадью от 0.1-0.2 до 10-20 км^2 (этот тип зональности наиболее характерен для рудоносных интрузий), либо на его периферии в виде полукольцевых даек. Силикатные породы обычно преобладают над карбонатитами, но в целом отмечается, что с увеличением глубины формирования (эрозионного среза) массивов УИК роль карбонатитов увеличивается.

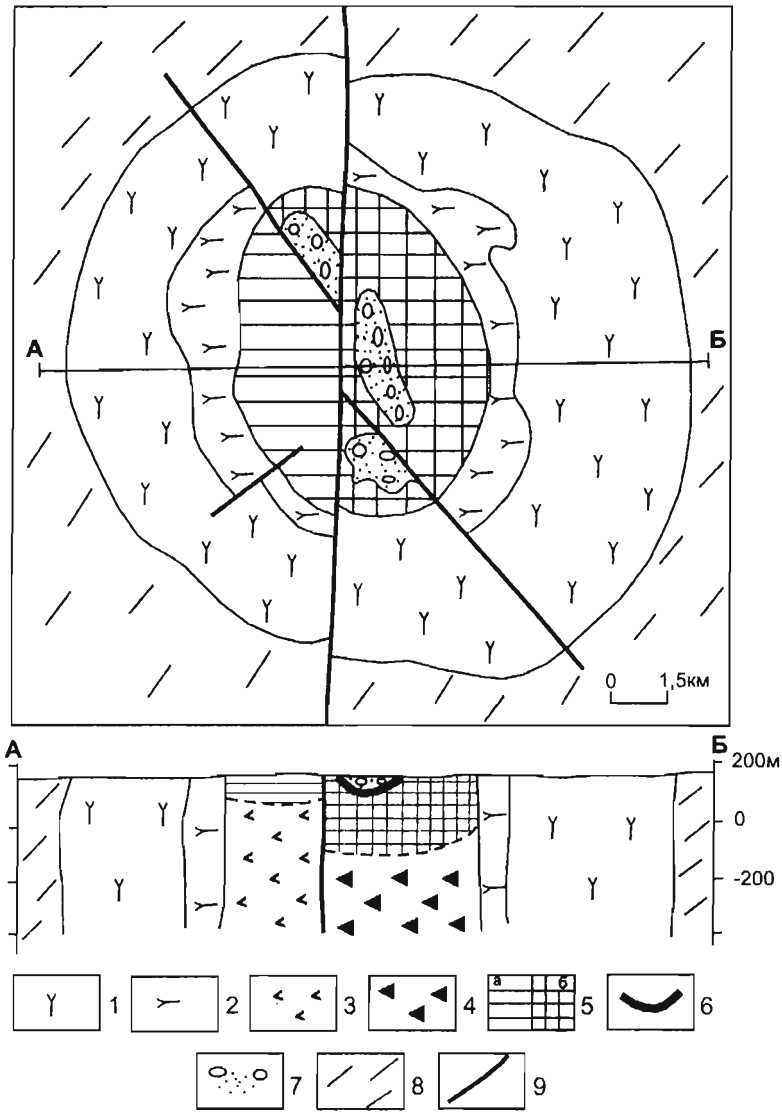


Рис.9.9. Геологическая модель рудного поля, приуроченного к КВ карбонатитов в массиве УИК

1 - щелочные и нефелиновые сиениты; 2 - пироксениты, якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты; 3 - карбонатиты и карбонатсодержащие породы (карбонатитоиды) безрудные; 4 - карбонатиты и карбонатсодержащие рудные породы (с пирохлоровым оруденением); 5 - коры выветривания: а - по безрудным карбонатитам и карбонатитоидам, б - по рудным карбонатитам и карбонатитоидам; 6 - рудный пласт (эпигенетически измененные КВ); 7 - угленосные отложения (песчаники, гравелиты, угли); 8 - породы, вмещающие массив УИК; 9 - разломы.

Карбонатиты – образования многостадийные. В классическом случае выделяются четыре стадии их формирования [28], с тремя из которых связана разнообразная редкометалльная (в том числе и ниобиевая) минерализация. Главные полезные минералы - пирохлор, колумбит, гатчеттолит и апатит. Редкометалльное оруденение расположено в основном в карбонатитах, редко – в микроклинитах (калишпатовых метасоматитах по ультраосновным – щелочным породам). Выделяется три типа структур, к которым приурочено оруденение: 1) линейные, 2) кольцевые, дугообразные, 3) трубо- и воронкообразные.

Массивы УИК достаточно уверено отображаются в геофизических полях. В магнитном поле им соответствуют интенсивные аномалии изометричной формы с элементами кольцевого строения и знакопеременным характером поля. На гравиометрических картах интрузии УИК

выделяются положительными аномалиями поля силы тяжести изометричной формы. На картах АГСМ им соответствуют аномалии урановой и урано-ториевой природы.

При гипергенных изменениях карбонатитов, содержащих эндогенное оруденение, могут формироваться рудоносные КВ остаточного типа (гидрослюдистые или латеритные) и эпигенетически измененные КВ, характеризующиеся, как уже отмечалось, значительно более высокими содержаниями полезных компонентов.

Выделение рудных полей (массивов УИК) производится при геологическом картировании м-ба 1:50000 (1:25000). Прирост прогнозных ресурсов наиболее вероятен в следующих случаях: 1) изменении взглядов на перспективы известных массивов, 2) при выявлении новых массивов (наиболее вероятно, что это будут погребенные интрузивы). В последнем случае, учитывая значительное увеличение стоимости геолого-съемочных работ, целесообразно изучать массивы при мощности перекрывающих отложений не более 100 м. Основная задача геолого-съемочных работ - изучение геологического строения массивов: картирование участков развития карбонатитов, силикатных пород разного состава, метасоматических образований (микроклинитов, слюдитов и др.), выявление КВ по карбонатитам. При изучении массивов УИК, выходящих на дневную поверхность это достигается обычным комплексом геолого-съемочных работ, а во втором (при картировании погребенного интрузива) – путем составления схемы интерпретации комплекса геофизических материалов с последующей заверкой бурением наиболее характерных полей [13].

По результатам опробования выделяются геохимические аномалии, соответствующие предполагаемым рудным зонам. Наиболее перспективные из них изучаются единичными профилями скважин и поверхностных горных выработок. Особое внимание уделяется выявлению КВ карбонатитов. С этой целью бурением изучаются пониженные части рельефа: речные долины, участки развития карстового рельефа, депрессии, выполненные угленосными отложениями. Скважины бурятся до коренных пород.

В случае выявления оруденения оценивают прогнозные ресурсы по категории P_2 отдельно для коренных руд и руд КВ. Оценку прогнозных ресурсов коренных руд целесообразно проводить на глубину возможной отработки месторождений (250-300 м), а руд КВ - на полную их мощность или до горизонта, определяемого геолого-экономическими расчетами (в случае большой мощности КВ).

Расчеты можно проводить, используя формулы типа:

для коренных руд $Q = \frac{k \cdot l \cdot m \cdot h \cdot c \cdot d}{100}$, где (9.8)

Q – прогнозные ресурсы ниобия, Nb_2O_5, т,
k – коэффициент надежности прогноза, 0<k<1,
l – длина рудных зон, м,
m – мощность рудных зон, м,
h – глубина оценки (250-300 м), м,
c – среднее содержание Nb_2O_5, %,
d – объемная масса руды, т/м^3.

Для руд КВ $Q = \frac{k \cdot S \cdot m \cdot c \cdot d}{100}$, где (9.9)

S – площадь КВ, м^2,
m – мощность КВ, м,
k, c, d – см (9,8).

Участки, перспективные на выявление новых месторождений

Месторождением, по А.Б.Каждану [14], называется "природное скопление полезного ископаемого, которое в количественном и качественном отношениях может служить минерально-сырьевой базой самостоятельного горнодобывающего предприятия". В соответствии с этим определением ниобиевыми месторождениями являются рудные зоны или (и) участки рудоносных КВ, служащие объектами промышленной отработки.

Рудные зоны располагаются в предела карбонатитового штока, реже - в метасоматических образованиях (микроклинитах, слюдитах) по ультраосновным - щелочным породам. Преобладают крутопадающие зоны с размерами до 1500 м по простиранию, мощностью до 200-300 м и большой (>300-500 м) протяженностью по падению. Площади их составляют 0.1·n км^2. Оруденение вкрапленное, реже прожилково-вкрапленное. Рудные зоны четких геологических

границ не имеют и оконтуриваются по результатам опробования (обычно по бортовому содержанию 0,1% Nb_2O_5). Изучают их в процессе поисков м-ба 1:10000. Рудные зоны оконтуриваются с поверхности канавами и шурфами, наиболее перспективные их участки оцениваются на глубину скважинами. Составляются детальные геологические карты, производится расчленение карбонатитов по минеральному составу, текстурно-структурным особенностям и другим признакам, выявляется связь оруденения с геологическим строением массива УИК.

Участки рудоносных КВ остаточного типа образуют площади размером n км^2. Рудные тела характеризуются субгоризонтальным залеганием и представлены залежами пласто- и линзообразной формы (рис. 9.10). Мощности рудных залежей для КВ гидрослюдистого профиля составляют 10-25 м, а для латеритного профиля - 35-100 м. КВ опоисковываются с помощью бурения. Скважины бурятся до коренных пород или, в случае большой мощности КВ, до горизонта, определяемого геолого-экономическими расчетами. Рудные тела оконтуриваются по бортовому содержанию 0.1-0.3% Nb_2O_5. Картируются природные типы руд (охры, сыпучка и др.) и отбираются единичные лабораторные пробы для изучения их технологических свойств.

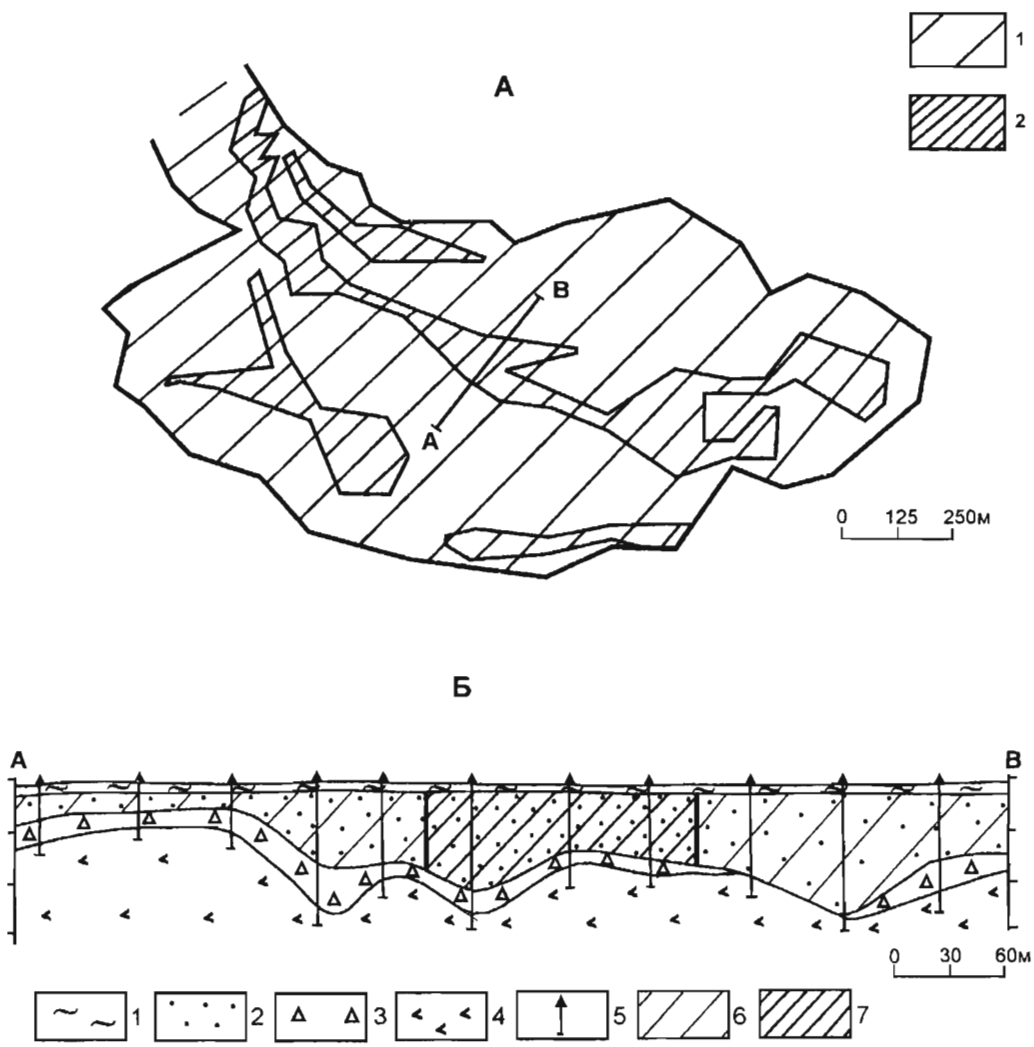


Рис. 9.10. Геологическая модель ниобиевого месторождения в гидрослюдистых корах выветривания карбонатитов массива УИК

А. План (без чехла аллювиальных отложений)
1 - контуры руд с рядовым содержанием ниобия; 2 - контуры богатых руд
Б. Разрез по линии А - В
1 - аллювиальные отложения - пески, глины, галечники; 2-3 - коры выветривания:
2 - охры, 3 - сыпучки; 4 - карбонатиты кальцитовые; 5 - скважины;
6 - рудные тела с рядовым содержанием ниобия; 7 - богатые рудные тела.

В случае поисков месторождений в эпигенетически измененных КВ (рис. 9.11) участки опоискования определяются контурами угленосных депрессий. Основной способ поисков - бурение скважин. Профили бурения ориентируются вкрест простирания депрессий. Скважины перебуривают угленосные отложения и осветленные эпигенетически измененные КВ. Рудные тела оконтуриваются по результатам опробования (рудный пласт участка Буранный оконтурен по бортовому содержанию 1% Nb_2O_5).

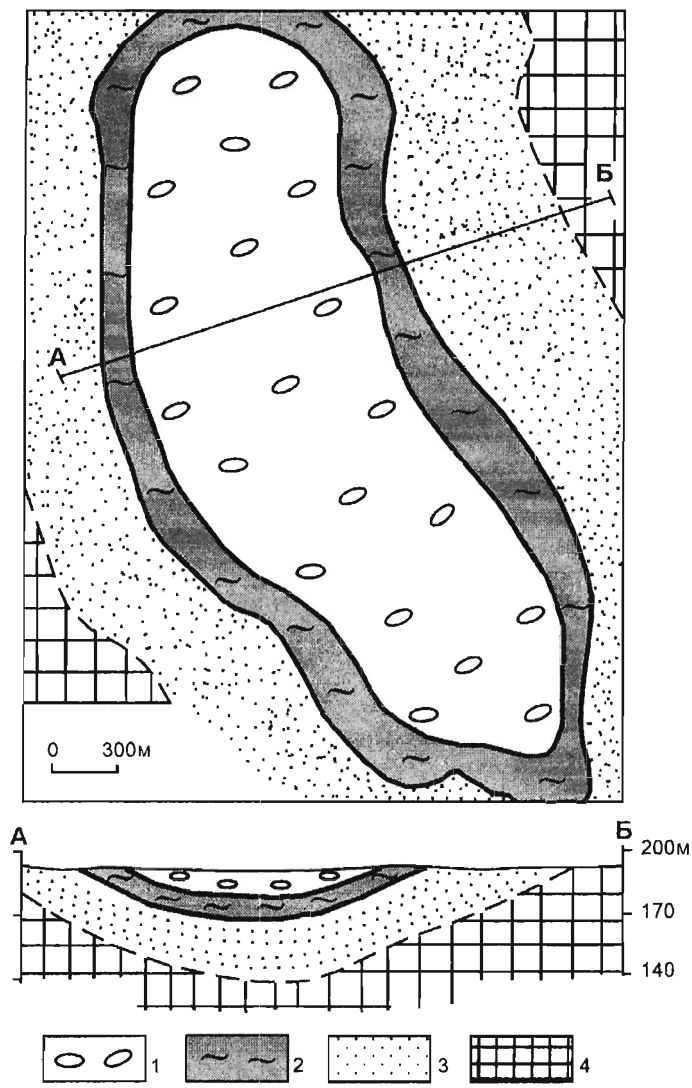


Рис 9.11. Геологическая модель ниобиевого месторождения в эпигенетически измененных корах выветривания карбонатитов массива УИК

1 - угленосные отложения; 2 - осветленные эпигенетически измененные КВ ("рудный пласт"); 3 - эпигенетически измененные (сидеритезированные) КВ; 4 - остаточные латеритные КВ.

Прогнозные ресурсы категории P_1 оцениваются раздельно для коренных руд и руд КВ методом прямого расчета по формулам:

для коренных руд $Q = \dfrac{l \cdot h \cdot m \cdot c \cdot d}{100}$, где (9.10)

l, h, m, c, d – см (9.8),

для руд КВ $Q = \dfrac{S_p \cdot m_p \cdot c \cdot d}{100}$, где (9.11)

S_p – площадь рудных тел, м^2,

m_p – средняя мощность рудных тел, м,

c, d – см. (9.8).

Площади для поисков месторождений в линейных карбонатитах, щелочных метасоматитах и их корах выветривания

Месторождения, связанные с линейными карбонатитами и их корами выветривания являются труднооткрываемыми объектами и, вероятно поэтому известно их ограниченное количество: Татарское месторождение (Красноярский край), а также рудопроявления Усть-Бираинское, Право-Бираинское, Атычах (Иркутская область).

По этому небольшому кругу объектов можно наметить следующие категории прогнозных площадей: металлогенические зоны, рудные узлы, рудные поля, месторождения (табл. 9.14).

Металлогеническими зонами для проявлений данного типа служат зоны региональных разломов в складчатых поясах рифеид, обрамляющих древние платформы. Длина металлогенических зон может составлять 300-500 км и более при ширине 30-50 км. Предпосылки для выделения металлогенических зон: развитие линейных карбонатитов и сопровождающих их щелочных метасоматитов, проявления ниобиевой минерализации, связанные с этими образованиями, шлиховые ореолы рассеивания рудных минералов (колумбита и пирохлора), геохимические аномалии ниобия и элементов-спутников.

Оконтуривание металлогенических зон проводится на геологических картах м-ба 1:1000000-1:500000. Для характеристики рудоносности оценивается металлогенический потенциал (Q). Расчеты выполняются методом аналогии по формуле:

$Q=k\cdot q\cdot S$, где (9.12)

q – удельная рудоносность (продуктивность) эталонной территории, т/м^2,

S – площадь оцениваемой территории, км^2,

k – коэффициент подобия оцениваемой и эталонной территорий, $0<k<1$.

Значения q, рассчитанные для Татарского рудного узла, составляют: суммарные запасы и ресурсы Nb_2O_5 в коренных рудах и рудах КВ – 550 т/км^2, запасы и ресурсы Nb_2O_5 в рудах КВ 250 т/км^2.

Более корректно расчеты выполнять не для всей металлогенической зоны, а для наиболее перспективных ее участков, выделяемых в качестве потенциальных рудных узлов (см. ниже).

Таблица 9.14

Категории прогнозных площадей для поисков месторождений ниобия в КВ линейных карбонатитов и щелочных метасоматитов

Ранг прогнозной площади	Геологическая характеристика	Площадь, км^2
Месторождение	Рудная зона в КВ	n
Рудное поле	Серия сближенных кулисообразно расположенных рудных зон в КВ линейных карбонатитов и щелочных метасоматитов	n·10
Рудный узел	Антиклинорные поднятия, сложенные метаморфическим комплексом пород и вмещающие несколько рудных полей	n·100-n·1000
Металлогеническая зона	Зоны региональных разломов, контролирующие размещение линейных карбонатитов и щелочных метасоматитов	n·10000

Потенциальными рудными узлами являются антиклинорные поднятия (в пределах выделенных металлогенических зон), сложенные нижнепротерозойским сланцево-амфиболит-карбонатным комплексом метаморфических пород и вмещающие несколько рудных полей (рис. 9.12).

Площади рудных узлов составляют n·100 км^2. Характерные признаки данных площадей - шлиховые потоки рассеивания колумбита, в меньшей степени пирохлора (более хрупкого минерала), и вторичные геохимические аномалии Nb, P, Y и др. элементов. Оконтуривание рудных узлов возможно при анализе результатов геологической съемки м-ба 1:200000 – по наличию шлиховых потоков колумбита (в действительности Татарский рудный узел выявлен при проведении геологической съемки м-ба 1:50000).

Оценку прогнозных ресурсов категории P_3 можно выполнять по формуле (9.12) или (9.7), в которой S – площади рудных полей.

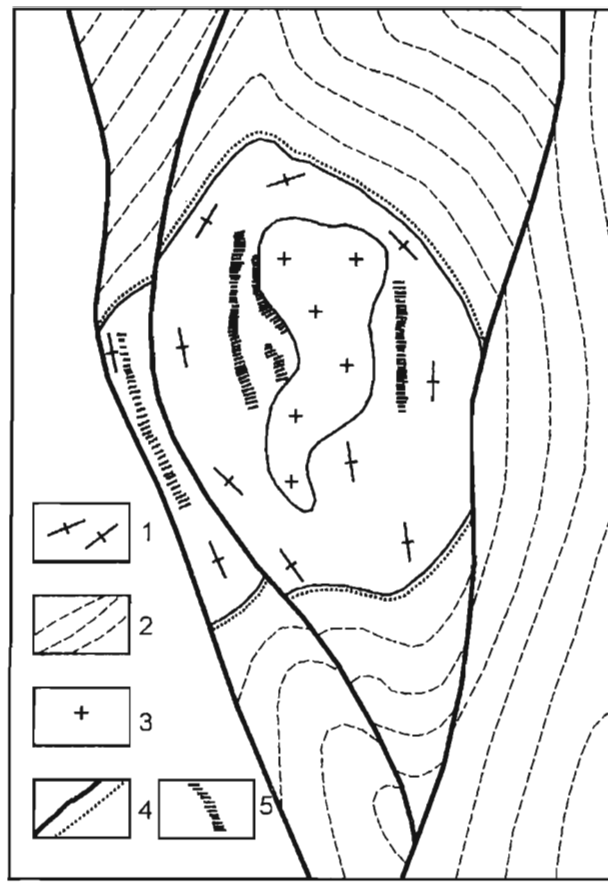


Рис. 9.12. Геологическая модель рудного узла, связанного с линейными карбонатитами и щелочными метасоматитами

1 - кварц-слюдяные сланцы, кварциты, мраморы, амфиболиты (PR_1);
2 - кварц-серицитовые сланцы (PR_3); 3 - граниты, гранодиориты (PR_3);
4 - разломы (а), границы структурного несогласия (б); 5 - зоны развития карбонатитов и щелочных метасоматитов.

Рудные поля - участки рудных узлов, насыщенные серией сближенных кулисообразно расположенных рудных зон, сложенных линейными карбонатитами и щелочными метасоматитами (рис. 9.13). Площади рудных полей n·10 км^2, размеры n·10xn км.

В Татарском рудном поле карбонатиты и сопровождающие их щелочные метасоматиты образуют ряд рудных зон, представляющих собой субсогласные с вмещающими породами залежи длиной n км при ширине n·10-n·100 м, сложенные чередованием линзовидных тел доломитовых карбонатитов и метасоматитов в основном доломит-арфведсонит-флогопитового состава. Основные полезные минералы - пирохлор, колумбит и апатит, образующие вкрапленность в карбонатитах и метасоматитах. Средние содержания ниобия в коренных рудах низкие (0.26% Nb_2O_5) и практического значения они не имеют.

Породы карбонатитовой зоны перекрыты чехлом остаточных КВ. В северной части рудного поля развиты гидрослюдистые коры мощностью 10-60 м, а в южной и центральной – латеритные мощностью до 100-140 м. С гидрослюдистыми КВ связано промышленное ниобиевое оруденение. Рудные тела в целом наследуют форму рудных зон в коренных породах и представлены ленто- и линзообразными залежами. В гидрослюдистых КВ сохраняются минералы первичных руд,а в латеритных – пирохлоры замещаются Ba-, Sr-, Ce-пирохлорами.

Рудные поля фиксируются шлиховыми потоками рассеивания колумбита, первичными и

вторичными геохимическими аномалиями Nb, P, Y и др. элементов. В аэромагнитном поле рудные поля фиксируются протяженными магнитными аномалиями интенсивностью от – (100-200) до +100 нТл. По материалам АГСМ-съемки зоны карбонатитов и метасоматитов выделяются калиевыми аномалиями, в пределах которых присутствуют локальные аномалии урана и тория.

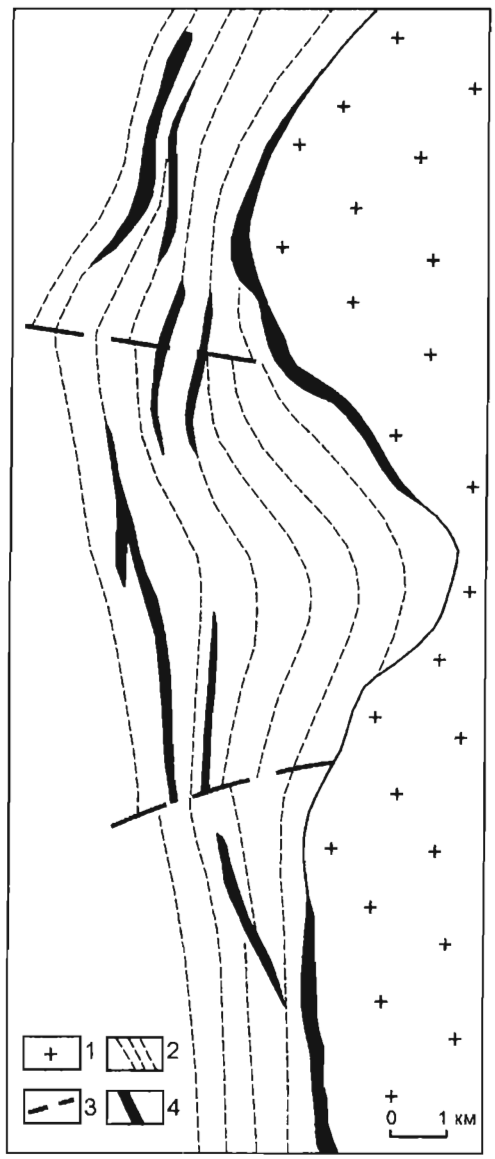


Рис.9.13. Геологическая модель рудного поля, связанного с линейными карбонатитами и щелочными метасоматитами

1 - граниты, гранодиориты; 2 - сланцы, мраморы, амфиболиты;
3 - разломы; 4 - рудные зоны с ниобиевым оруденением.

Оконтуриваются рудные поля при проведении геологической съемки м-ба 1:50000. Бурением устанавливается наличие КВ и их примерная мощность. Эпицентры геохимических аномалий и предполагаемые области питания шлиховых потоков вскрываются поверхностными горными выработками и скважинами. В случае обнаружения оруденения оцениваются прогнозные ресурсы по категории P_2 отдельно для коренных руд и руд КВ. Расчеты можно выполнять по формулам (9.8, 9.9).

Участки для выявления потенциальных месторождений. Месторождение – рудная зона в КВ, являющаяся объектом промышленной отработки. Геологическая модель месторождения представлена на рис. 9.14.

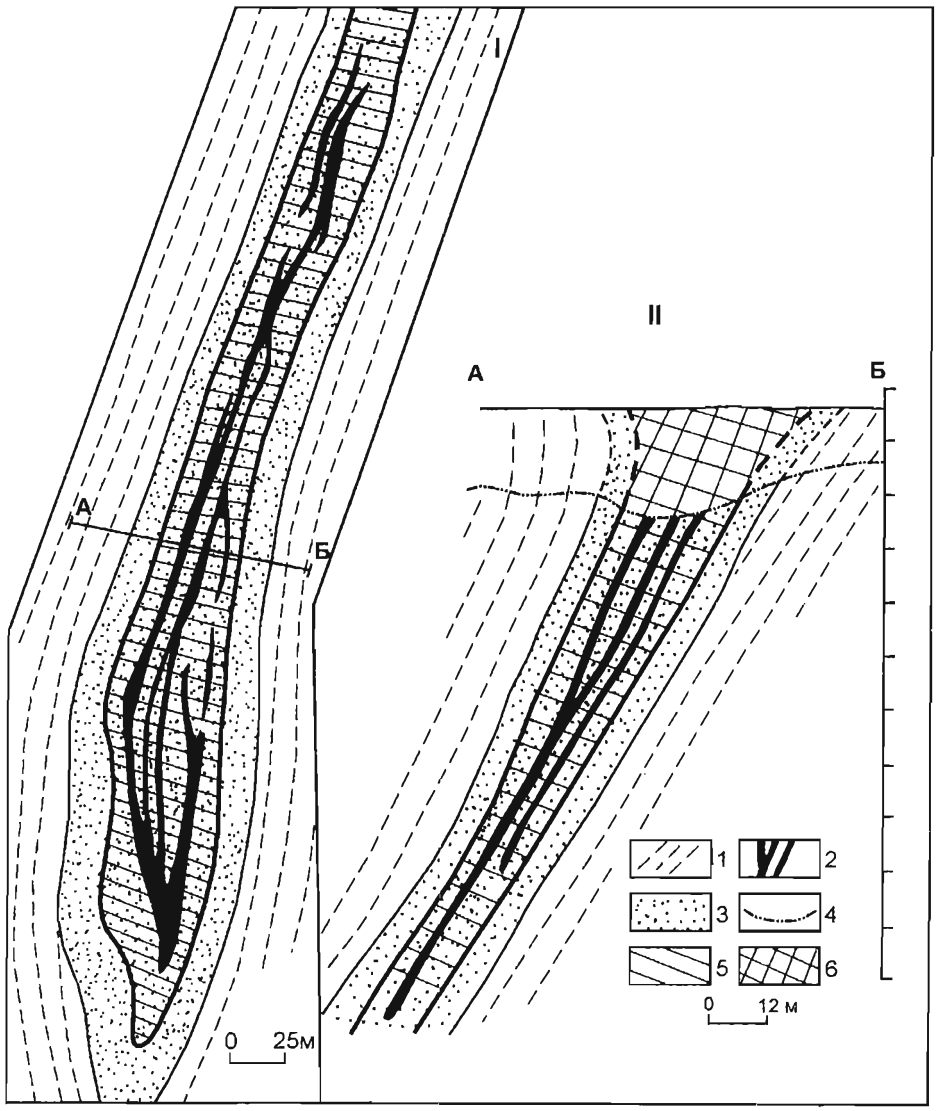


Рис.9.14. Геологическая модель ниобиевого месторождения (рудной зоны) в линейных карбонатитах и щелочных метасоматитах

1 - сланцы, мраморы, амфиболиты; 2 - доломитовые карбонатиты; 3 - щелочные метасоматиты; 4 - нижняя граница коры выветривания (на разрезе); 5-6 - рудные тела: 5 - бедные руды в коренных породах, 6 - богатые руды в корах выветривания (на разрезе).

I - план (без кор выветривания); II разрез по линии А-Б.

Татарское месторождение – Первая рудная зона, являющаяся прототипом данной категории площадей, расположена в северной части рудного поля, в пределах гидрослюдистых ("зернистых") КВ.

Рудная зона имеет линзовидную форму, длина ее 4.5 км, ширина выхода 80-450 м, площадь 1.75 км^2. Сложена она чередованием линзовидных тел доломитовых карбонатитов и метасоматитов доломит-амфибол-флогопитового состава. Основные полезные минералы - пирохлор, колумбит и апатит.

Над породами Первой зоны залегают остаточные КВ гидрослюдистого профиля, сохраняющие особенности строения исходных пород. Мощность КВ от 9-15 м на юге до 40-50 м - на севере зоны. С ними связано промышленное ниобиевое оруденение. Рудные тела в КВ наследуют контуры первичных руд, но содержание полезных компонентов в них в 2-4 раза выше. Выделено 18 рудных тел ленточной формы, в трех из них заключено около 95% запасов нио-

бия. Длина основных рудных тел 680-2050 м, мощность 25-53 м, протяженность по падению 21-32 м.

Основные полезные минералы руд КВ – пирохлор, колумбит, стронциопирохлор, апатит, слюды (в том числе и вермикулит) и магнетит.

Оконтуривание рудных зон производится в ходе проведения поисков м-ба 1:10000 с применением геофизических методов (магнито-, электроразведка), литогеохимической съемки. Рудные зоны вскрываются скважинами и поверхностными горными выработками. Особое внимание уделяется изучению оруденения в КВ: уточняются контуры развития КВ, их мощность, содержание полезных компонентов, выделяются и предварительно оконтуриваются основные типы руд. Прогнозные ресурсы оцениваются по категории P_1 отдельно по коренным рудам и рудам КВ. Расчеты выполняются по формулам (9.10, 9.11).

Кроме описанной поисковой модели прогнозные ресурсы категории P_1 могут выделяться на флангах разведуемых и отрабатываемых месторождений.

9.2.4. Комплексы признаков и критериев для прогнозирования перспективных площадей разного ранга

В табл. 9.15 перечислены основные поисковые критерии и признаки для прогнозирования ниобиевого оруденения. Следует отметить, что поскольку эндогенные формации и формации КВ взаимосвязаны (рудоносные КВ развиты по первичному оруденению), то все (или почти все) поисковые критерии и признаки эндогенных формаций относятся и к экзогенному оруденению.

9.2.5. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений и объектов с высококачественным сырьем

Из сказанного выше видно, что наиболее крупные месторождения ниобия связаны с карбонатитовой формацией в массивах УИК центрального типа, а наиболее богатые руды – с теми массивами, по которым развиты КВ. Таким образом, намечается два этапа в формировании месторождений: 1) эндогенный – образование рудоносного карбонатитового комплекса, 2) экзогенный – развитие КВ по рудоносным карбонатитам и обогащение остаточного продукта полезными компонентами.

Масштабы месторождений закладываются на первом этапе. Предпосылками для формирования крупных месторождений служат: 1) приуроченность массивов УИК к наиболее проницаемым участкам глубинных разломов – узлам их пересечения и разветвления, 2) значительные размеры массивов УИК и в первую очередь - карбонатитовых штоков в их пределах, 3) центростремительное строение массивов, при котором карбонатиты слагают штокообразные тела в центральной части интрузивов, 4) законченность карбонатитового процесса – проявленность всех четырех стадий, 5) высокие содержания ниобия в рудоносных карбонатитах.

Образующиеся карбонатитовые месторождения могут характеризоваться большими масштабами, но содержания ниобия в рудах, как правило, невысокие – 0.2%, редко 0.4-0.65% Nb_2O_5.

На втором этапе за счет выщелачивания больших масс карбонатного материала формируются богатые руды. Наиболее крупные и богатые залежи связаны с латеритными КВ, образующимися в тропических и субтропических климатических условиях. В некоторых, по-видимому, редких случаях, вследствие перекрытия рудоносных остаточных КВ угленосными отложениями формируются ультрабогатые руды в эпигенетически измененных КВ. Масштабы оруденения в данном случае в первом приближении определяются размерами депрессий, выполненных угленосными отложениями и интенсивностью проявления эпигенетических процессов – активной нисходящей фильтрацией поверхностных вод с восстановительными свойствами.

Заключение

В настоящих методических рекомендациях приведен комплекс поисковых признаков и критериев, которые необходимо использовать для полноценной оценки собственно танталовых, тантало-ниобиевых и ниобиевых месторождений на ранних стадиях геологоразведочных работ.

Рекомендации базируются на анализе конкретных месторождений, на особенностях их пространственного размещения, на многофакторных геологических моделях редкометалльных месторождений, а также на практике проведения геологоразведочных работ на известных месторождениях.

Таблица 9.15

Поисковые критерии и признаки перспективных площадей

Рудные формации	Категории прогнозных площадей	Поисковые критерии и признаки
1	2	3
Карбонатитовая в массивах УИК центрального типа	Рудные районы, рудные узлы, рудные поля	**Структурно-тектонические** 1. Приуроченность потенциально рудоносных территорий к блокам с континентальным типом земной коры: платформам и срединным массивам. 2. В пределах этих структур перспективные площади (массивы УИК) располагаются в следующих обстановках: а) в зонах сочленения со складчатыми областями, б) в рифтах и рифтогенных структурах (авлакогенах, грабенах), в) в зонах глубинных разломов, участках их пересечения и разветвления. 3. Приуроченность к блокам с восходящим режимом развития – щитам платформ, антеклизам, горстам и др.
		Магматические 1. Генетическая и пространственная связь оруденения с массивами УИК. Для рудоносных массивов характерно концентрически-зональное строение с расположением карбонатитового штока в центральной части интрузива. 2. Развитие в пределах потенциально рудных площадей наряду с массивами УИК, даек и трубок взрыва, сложенных породами ультраосновного щелочного состава.
		Минералого-геохимические 1. Широкое развитие в массивах УИК карбонатитов и метасоматитов по силикатным породам (микроклинитов, слюдитов и др.). 2. Шлиховые потоки рассеивания минералов типоморфных для редкометалльных массивов УИК – пирохлора, колумбита, монацита, апатита и др. 3. Ореолы фенитизации, карбонатизации и альбитизации пород, вмещающих массивы УИК. 4. Наличие во вмещающих породах зон дробления и гидротермального изменения пород с торий-редкоземельной и ниобий-редкоземельной минерализацией.
		Геофизические В геофизических полях массивам УИК соответствуют: 1) в магнитном поле – интенсивные аномалии изометричной формы с элементами кольцевого строения и знакопеременным характером поля, 2) в поле силы тяжести – положительные аномалии изометричной формы, 3) на картах АГСМ-съемки – аномалии урано-ториевой и ториевой природы.
	Месторождения	**Геологические** 1. Приуроченность оруденения в основном к карбонатитам, реже – метасоматитам по силикатным породам (микроклинитам, слюдитам). Развитие оруденения в виде линейных зон протяженностью до 1500 м и мощностью 200-300 м.

Таблица 9.15

Поисковые критерии и признаки перспективных площадей

Рудные формации	Категории прогнозных площадей	Поисковые критерии и признаки
1	2	3
Карбонатитовая в массивах УИК центрального типа	Рудные районы, рудные узлы, рудные поля	**Структурно-тектонические** 1. Приуроченность потенциально рудоносных территорий к блокам с континентальным типом земной коры: платформам и срединным массивам. 2. В пределах этих структур перспективные площади (массивы УИК) располагаются в следующих обстановках: а) в зонах сочленения со складчатыми областями, б) в рифтах и рифтогенных структурах (авлакогенах, грабенах), в) в зонах глубинных разломов, участках их пересечения и разветвления. 3. Приуроченность к блокам с восходящим режимом развития – щитам платформ, антеклизам, горстам и др.
		Магматические 1. Генетическая и пространственная связь оруденения с массивами УИК. Для рудоносных массивов характерно концентрически-зональное строение с расположением карбонатитового штока в центральной части интрузива. 2. Развитие в пределах потенциально рудных площадей наряду с массивами УИК, даек и трубок взрыва, сложенных породами ультраосновного щелочного состава.
		Минералого-геохимические 1. Широкое развитие в массивах УИК карбонатитов и метасоматитов по силикатным породам (микроклинитов, слюдитов и др.). 2. Шлиховые потоки рассеивания минералов типоморфных для редкометалльных массивов УИК – пирохлора, колумбита, монацита, апатита и др. 3. Ореолы фенитизации, карбонатизации и альбитизации пород, вмещающих массивы УИК. 4. Наличие во вмещающих породах зон дробления и гидротермального изменения пород с торий-редкоземельной и ниобий-редкоземельной минерализацией.
		Геофизические В геофизических полях массивам УИК соответствуют: 1) в магнитном поле – интенсивные аномалии изометричной формы с элементами кольцевого строения и знакопеременным характером поля, 2) в поле силы тяжести – положительные аномалии изометричной формы, 3) на картах АГСМ-съемки – аномалии урано-ториевой и ториевой природы.
	Месторождения	**Геологические** 1. Приуроченность оруденения в основном к карбонатитам, реже – метасоматитам по силикатным породам (микроклинитам, слюдитам). Развитие оруденения в виде линейных зон протяженностью до 1500 м и мощностью 200-300 м.

Продолжение табл. 9.15

1	2	3
		Геофизические 1. Магнитные аномалии линейной формы интенсивностью от –(100-200) до +100 нТл. 2. Калиевые аномалии, по материалам АГСМ-съемки, а в их пределах - локальные аномалии урана и тория.
Коры выветривания по линейным карбонатитам и щелочным метасоматитам	Рудные поля, месторождения	**Геологические** 1. Районы развития процессов корообразования. 2. Наличие первичного оруденения в линейных карбонатитах и щелочных метасоматитах.
		Минералого-геохимические 1. Вторичные геохимические аномалии Nb, P, Y и др. элементов. 2. Выходы и высыпки пород, обогащенных минералами гидроокислов железа (фрагменты "железных шляп").
		Геоморфологические 1. Пологий рельеф, заболоченность участков рек, развитие карста.

Особое внимание в методике обращено на необходимость прогнозной оценки ресурсов не только главных, но и попутных компонентов, которые в отдельных месторождениях представляют самостоятельный практический интерес (Y, TR, Zr, Be).

Рациональное применение настоящих методических указаний должно повысить надежность и экономическую эффективность поисков тантал-ниобиевых месторождений и их оценки на ранних стадиях геологоразведочных работ.

Литература

1. Алтухов Е.Н. Редкометалльные провинции России / М.: ИМГРЭ, 1997. 148 с.
2. Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала / М.: Недра, 1967. 187 с.
3. Архангельская В.В. Закономерности размещения эндогенных редкометалльных месторождений / М.: Недра, 1980. 282 с.
4. Архангельская В.В. Региональные закономерности размещения крупных и уникальных Ta-Nb-Zr-Y-TR с Be, U, Th месторождений // Мат-лы по геол. м-ний урана, редких и редкоземельных металлов, вып. 140. М.: ВИМС, 1999. с. 63-65.
5. Архангельская В.В. Линеаментная минерагения СССР / М.: Недра, 1990. 160 с.
6. Бородин Л.С. Карбонатитовые месторождения редких элементов - Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3 / М.: Наука, 1965. С. 215-256.
7. Геология месторождений редких элементов. Вып. 17. Геологическое строение и минералого-геохимические особенности редкометалльных карбонатитов / М.: Госгеолтехиздат, 1962. 154 с.
8. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых, т. 4 - Сибирская платформа / Л.: Недра, 1987. 448 с.
9. Гинзбург А.И. Вертикальная зональность редкометалльных месторождений, связанных с гранитоидами - Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений / М.: Наука, 1976. С. 167-170.
10. Гинзбург А.И., Самойлов В.С. К проблеме карбонатитов // Зап. ВМО, 1983, т. 112, вып. 2. С. 164-175.
11. Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов / М.: Недра, 1979. С. 294.
12. Гинзбург А.И., Фельдман Л.Г. Месторождения тантала и ниобия - Рудные месторождения СССР, т.3, 2 изд / М.: Недра, 1978. С. 292-342.
13. Глубинные поиски рудных месторождений. Вып. 2. Под ред. А.Н.Еремеева и А.П.Соловова / М.: ВИМС, 1968. 35 с.
14. Каждан А.Б. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Научные основы поисков и разведки / М.: Недра, 1984. 285 с.
15. Кременецкий А.А., Багдасаров Ю.А., Бескин С.М. и др. Геолого-промышленная типизация редкометалльных месторождений // Разведка и охрана недр, 1998, № 3. С. 37-41.
16. Кривцов А.Н. Прикладная металлогения / М.: Недра, 1989.
17. Критерии прогноза и оценки литиеворудных сподуменовых пегматитовых районов и полей. Методические рекомендации - Бескин С.М., Россовский Л.Н., Лишневский Э.Н. и др. / М.: ИМГРЭ, 1990. С. 80.
18. Кудрин В.С., Ставров О.Д., Шурига Т.Н. Новый сподуменовый тип танталоносных редкометалльных гранитов // Петрология, 1994, т. 2, № 1. С. 88-95.
19. Лапин А.В., Плошко В.В. Формационно-морфологические типы и геолого-тектонические режимы формирования карбонатитов // Изв. АН СССР, 1988, № 1. С. 66-73.
20. Лапин А.В., Толстов А.В. Месторождения кор выветривания карбонатитов / М.: Наука, 1995. 208 с.
21. Лихникевич Е.Г., Петрова Н.В., Михайлова Н.С. и др. Комплексная переработка ниобий-редкоземельно-редкометалльных руд гидрометаллургическим способом // Разведка и охрана недр, 1999, № 1. С. 42-43.
22. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита//А.Д.Щеглов, В.Н.Москалева, Б.А.Марковский, Л.Р.Корданцев, М.П.Орлова, В.Ф.Смолькин. С.-П., Недра, 1993, 243 с.
23. Методика комплексной оценки редкометалльных месторождений в щелочных метасо-

матитах на разных стадиях геологоразведочных работ, ч. 1 / М.: ВИМС, 1991. 53 с.

24.Методические рекомендации по проведению поисковых и поисково-оценочных работ на тантал, ниобий и сопутствующие им иттрий и редкоземельные элементы - Кудрин В.С., Фельдман Л.Г., Шугин А.А. и др. / М.: ВИМС, 1992. С. 175.

25.Методические рекомендации по прогнозированию танталового оруденения редкометалльно-гранитного типа / Бескин С.М., Лишневский Э.Н., Диденко М.И. / М.: ИМГРЭ, 1983. 81 с.

26.Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых, ч. 1. Принципы и методы оценки. 2 изд. / М.: 1988. 183 с.

27.Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых, ч. 5. Оценка прогнозных ресурсов редких элементов / М.: ВНИИЗарубежгеология, 1989. С. 80-148.

28.Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири / М.: Наука, 1972. 267 с.

29.Покалов В.Т. Главные факторы, обусловливающие минерагенический профиль геологических провинций // Отечественная геология, 1998, № 4. С. 5-12.

30.Рундквист Д.В. Эпохи реактивизации докембрийской коры и их металлогеническое значение//Геология рудных месторождений, 1993, т. 35, № 6. С. 467-480.

31.Солодов Н.А. Минерагения редкометалльных формаций / М.: Недра, 1985. 225 с.

32.Солодов Н.А. Основы прогнозирования, поисков и перспективной оценки месторождений тантала и ниобия / М.: Недра, 1983. С. 136-141.

33.Томсон И.Н., Поляков О.П. Особенности локализации, строения и состава крупных и уникальных месторождений цветных и благородных металлов // Отечественная геология, 1994, № 11. С. 24-30.

34.Фролов А.А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов / М.: Недра, 1975. 160 с.

35.Хаин В.Е., Кравченко С.М. Структура подконтинентальной мантийной конвекции как основа прогнозирования гигантских месторождений Томторского (TR-Nb-P) и Норильского (Cu-Ni-Pt) типов // Вест. МГУ, Геология, 1999, № 6. С. 3-9.

36.Шумилин М.В. О некоторых вопросах методики оценки и учета прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых // Разведка и охрана недр, 2001, № 6. С. 56-57.

37.Эпштейн Е.М. Геолого-петрологическая модель и генетические особенности рудоносных карбонатитовых комплексов / М.: Недра, 1994. 256 с.

38. Эпштейн Е.М., Данильченко Н.А., Постников С.А. Геология Томторского уникального месторождения редких металлов (север Сибирской платформы) // Геология рудных месторождений, 1994, т. 36, № 2. С. 83-110.

10. БЕРИЛЛИЙ

10.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и связь с геологическими формациями. Рудно-формационная и генетическая классификация

Литофильность бериллия определяет связь его месторождений с областями развития гранитоидного магматизма двух формационных типов: 1) известково-щелочных гранитных серий нормального ряда, завершающихся фазами лейкократовых и литий-фтористых гранитов, 2) гранитоидных серий щелочного ряда, завершающихся фазами рибекитовых и эгириновых гранитов. Бериллиеносные граниты нормального ряда развиваются в островодужных или в постколлизионных условиях тыловых орогенных зон, связанных с поясами субдукции океанической коры. Гранитоиды щелочного ряда формируются в связи с рифтовыми поясами и авлакогенами, заложенными на континентальной коре древних и молодых щитов и платформ. Гранитогенный характер промышленного бериллиевого оруденения определяет его локализацию в блоках с повышенной мощностью сиалической коры. Для регионального размещения месторождений бериллия, как и для многих других элементов, важную роль играют протяжённые зоны глубинных разломов, образующие планетарную регматическую сеть [1]. В размещении рудных районов определяющую роль играют узлы пересечения глубинных региональных разломов, где создаются каналы, способствующие образованию и глубокой дифференциации гранитных магм [3, 5].

Для генетической характеристики рудных формаций бериллия определяющими факторами служат формационный тип рудопродуктивного магматизма, глубинность и температура формирования, которые в свою очередь определяют формацию околорудного метасоматоза и видовой состав бериллиевых минералов (табл. 10.1). Самые богатые месторождения, связанные со щелочными гранитоидами, характерны для относительно небольших глубин (гипабиссальных и субвулканических). В абиссальных условиях формируются метаморфогенные месторождения в приразломных полевошпатовых метасоматитах, связь которых с магматическими комплексами проблематична.

В основе формационной классификации собственных и комплексных месторождений бериллия - минеральный состав, генетические типы оруденения, формационная принадлежность рудогенерирующих магматических и вмещающих пород, а также характер околорудных метасоматитов (табл. 10.2 и 10.3). Для месторождений, связанных с нормальными гранитами, главными являются две генетические группы – грейзеновая и пегматитовая, которые формируются в диапазоне от гипабиссальной до абиссальной фации. Подчинённое значение имеет скарново-грейзеновая генетическая группа с бедными бериллиевыми рудами.

Месторождения бертрандитовой формации низкотемпературные близповерхностные субвулканические, реже гипабиссальные. Возраст оруденения обычно молодой - альпийский или киммерийский.

Месторождения бертрандит-фенакитовой формации относятся к гипабиссальным и формируются на глубине 1.5 – 2.0 км, реже до 3 км. Возраст оруденения мезозойский, герцинский, возможно, каледонский. Генетически оруденение относится к гидротермально-плутоногенному среднетемпературному типу, а слюдисто-микроклин-флюоритовые метасоматиты формируются на волне относительно повышенной кислотности и могут трактоваться как аналоги грейзенов для субщелочных гранитоидов.

Формирование месторождений фенакит-гентгельвиновой формации полистадийное, в широком диапазоне физико-химических параметров. Возраст обычно протерозойский, но встречаются и более молодые проявления.

Таблица 10.1.

Генетическая характеристика рудных формаций бериллия

Фация глубинности	Тип магматизма		
	щёлочно-гранитовый	гранитовый	
Субвулканическая	Бертрандитовая KZ-MZ 200-120 °С Аргиллизитовая		
Гипо- и мезоабиссальная	Бертрандит-фенакитовая MZ-PZ 350-140 °С Серицит-кварц-полевошпатовая	Берилловая MZ-PZ 700-200 °С Грейзеновая, стадии раннего и позднего отложения	Бериллий-флюоритовая PZ 450-140 °С Грейзеновая Be-W-Mo и Be-W-Sn 470-290 °С Грейзеновая Бериллий-полиметалл-оловорудная MZ-PZ-PR 500-150 °С Скарново-грейзеновая
Мезо- и абиссальная	Фенакит-гентгельвиновая MZ-PR 500-200 °С Полевошпатовая		Берилл-колумбитовая, берилл-сподумен-танталитовая PZ-PR 700-200 °С

Месторождения берилловой формации относятся к сравнительно глубинным и формируются на глубине 2.5 - 6 км в интервале температур 600 - 200^0 С. Они связаны с герцинскими, реже каледонскими гранитными комплексами.

10.2. Промышленные типы месторождений

Реальная структура минерально-сырьевой базы бериллия в мире и в России приведена в табл. 10.4.

Таблица 10.4.

Распределение запасов бериллия по промышленным типам месторождений, %

Промышленный тип*	Запасы бериллия, %		Содержание BeO, %	Основные месторождения
	в Мире	в России		
I. Бертрандит-аргиллизитовые метасоматиты	27.0	-	0.6-1.5	Спор-Маунтин (США)
II. Бертрандит-фенакит-флюоритовые метасоматиты	-	8.8	0.2-1.2	Ермаковское, Ауникское (Россия)
III. Бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты	14.0	-	0.4-1.4	Тор-Лейк (Канада), Пержанское (Украина)
IV. Берилл-слюдяные Метасоматиты и минерализованные зоны дробления	5.0	21.0	0.12-0.75	Боевское, Преображеновское, Малышевское (Россия)
V. Апокарбонатные редкометалльно-флюоритовые метасоматиты	-	9.9	0.1-0.3	Вознесенское, Пограничное (Россия)
VI. Комплексные (Be, W, Mo), кварцево-жильные зоны и штокверки	5.0	1.9	0.05-0.3	Каракольское, Казандинское (Россия)
VIII. Редкометалльные пегматиты	49.0	58.4	0.03-0.3	Завитинское, Колмозерское (Россия)

*В таблицу не включен VII промышленный тип (комплексные бериллий-оловорудные скарны) в связи с отсутствием по нему подтвержденных запасов бериллия.

Таблица 10.2

Формационная классификация месторождений бериллия

Рудные формации (РФ), субформации (РСФ)	Промышленный тип, примеры месторождений	Генетическая группа	Геологические формации: рудовмещающие (РВ), рудоносные (РН), рудогенерирующие (РГ)			Формации околорудных метасоматитов	Геотектоническая позиция и положение РФ в тектономагматических циклах	Палеотектоническая (геодинамическая) обстановка возникновения РФ
			плутоногенные	вулканогенные	осадочные			
Бертрандитовая РФ Бертрандитовая РСФ Флюорит- бертрандитовая РСФ	I. Бертрандит-аргиллизитовые метасоматиты (Спор-Маунтин, США; Оротское, Россия)	Вулканогенно-гидротермальная	Щелочно-гранитоидная (РГ)	Вулканогенные эффузивы, туфы (РН)	Карбонатные породы (РВ)	Кварц-адуляр-аргиллизитовая	Орогенная тектономагматическая активизация на окраинах молодых складчатых цепей	Внутриконтинентальные рифтовые зоны
Бертрандит-фенакитовая РФ	II. Бертрандит-фенакит-флюоритовые метасоматиты (Ермаковское, Ауникское, Россия)	Плутоногенно-гидротермальная	Щелочно-гранитоидная (РГ)	Амфиболиты, амфиболовые сланцы (РВ)	Карбонатные породы (РВ)	Кварц-серицитовая	Тектономагматическая активизация областей завершенной складчатости	То же
Фенакит-гентгельвиновая РФ Лейкофановая РСФ. Гентгельвиновая РСФ. Фенакитовая РСФ	III. Бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты (Пержанское, Украина; Диабазовое, Белоруссия; Тор-Лейк, Канада)	Приразломные и плутоногенные полевошпатовые метасоматиты	Щелочно-гранитоидная (РГ, иногда также РН и РВ)	Диабазы (РВ)	Метаморфизованные до средних и высоких ступеней (РВ)	Кварц-альбит-микроклиновая	Тектономагматическая активизация древних щитов	Авлакогены и внутриконтинентальные палеорифты
Берилловая РФ Флюорит-берилловая РСФ. Эвклаз-бертрандит-берилловая РСФ	IV. Берилл-слюдяные метасоматиты и минерализованные зоны дробления (Боевское, Преображеновское, Малышевское, Россия; Редскин-Шток, США)	Грейзеновая	Гранит-лейкогранитная (РГ, реже РВ)	Не характерны	Карбонатные, метаморфические низких ступеней (РВ)	Грейзены	Позднеорогенная и посторогенная стадия развития складчатых поясов	Орогенические пояса активных континентальных окраин вблизи зон субдукции

Таблица 10.3

Формационная классификация комплексных месторождений с бериллием

Рудные формации	Промышленный тип, примеры месторождений	Генетическая группа	Геологические формации: рудовмещающие (РВ) и рудогенерирующие (РГ)			Формационная принадлежность околорудных метасоматитов	Геологическая позиция и положение РФ в тектономагматических циклах	Палеотектоническая (геодинамическая) обстановка возникновения РФ
			плутоногенные	вулканогенные	осадочные			
Бериллий-флюоритовая	V. Апокарбонатные редкометалльно-флюоритовые метасоматиты (Вознесенское, Пограничное, Россия)	Грейзеновая	Граниты литий-фтористого типа (РГ)	Не характерны	Карбонатные породы (РВ)	Грейзены	Посторогенная стадия развития складчатых поясов	Орогенические пояса в тыловых частях активных континентальных окраин
Берилл-вольфрамит-молибденовая. Берилл-вольфрамит-касситеритовая	VI. Комплексные (Be-W-Mo и Be-W-Sn) кварцево-жильные зоны и штокверки	То же	Гранит-лейкогранитовая (РГ и РВ)	То же	Сланцы (от филлитовых до кристаллических) (РВ)	То же	То же	То же
Бериллий-полиметалл-оловорудная	VII. Комплексные Be-оловорудные скарны (Лост-Ривер, Айрон-Маунтин, США)	Скарново-грейзеновая	Гранит-лейкогранитовая (РГ)	-"-	Карбонатные породы (РВ)	Скарны, грейзены, пропилиты	-"-	-"-
Берилл-колумбитовая. Берилл-сподумен-танталитовая	VIII. Редкометалльные и слюдоносные пегматитовые жилы	Пегматитовая	Гранит-лейкогранитовая (РГ)	Амфиболиты и амфиболовые сланцы (РВ)	Слюдяные и кристаллические сланцы (РВ)	Слюдиты	Тектономагматическая активизация областей завершенной складчатости (платформ и щитов)	Внутриконтинентальные палеорифты, авлакогены

Ведущие признаки в промышленной систематике месторождений бериллия - морфология рудных тел, масштабы оруденения и минеральные свойства руд, определяющие технологию их обогащения и переработки концентратов. Промышленными источниками бериллия служат как собственные месторождения этого элемента (табл. 10.5), так и комплексные месторождения, в которых Be является важным попутным компонентом (табл. 10.6) [2, 3, 11].

Проведенные в последние годы расчёты по технико-экономическому обоснованию кондиций для детальной разведки, а также опыт эксплуатации показали, что рентабельными могут быть только месторождения, в рудах которых содержится в среднем не менее 0.2 – 0.35% BeO для собственно бериллиевых месторождений и не менее 0.05 – 0.1% BeO для комплексных – при использовании всех полезных компонентов [2, 11].

Наиболее богатые собственно бериллиевые месторождения относятся к двум промышленным типам: **бертрандит-аргиллизитовым (I тип)** и **бертрандит-фенакит-флюоритовым метасоматитам (II тип)**. Они отличаются повышенным и высоким содержанием Be и крупными запасами. Морфология рудных тел часто пласто- и линзообразная, но нередко усложнена ветвлением и наличием рудных столбов. Особенно причудливая морфология рудных тел характерна для месторождений, залегающих среди силикатных вулканогенных пород (м-ние Орот). Апокарбонатные метасоматиты отличаются более компактной и выдержанной морфологией. Благоприятна также возможность попутного извлечения из руд большинства этих месторождений значительного количества флюорита, что повышает рентабельность их отработки.

Месторождениям **бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов (III тип)** тоже часто присущи богатые руды с крупными запасами BeO. Рудные тела месторождений нередко отличаются весьма сложной морфологией.

Более низкое содержание Be при сохранении крупных масштабов оруденения характерно для месторождений **берилл-слюдяных метасоматитов и минерализованных зон дробления (IV тип)**, залегающих среди карбонатных, основных или ультраосновных пород.

Промышленные типы комплексных месторождений разнообразны и неравнозначны по своей экономической ценности (см. табл. 10.6).

Месторождения **апокарбонатных флюоритовых метасоматитов (V тип)** отличаются очень большими запасами флюорита и бериллия и могут в перспективе обеспечить получение большого количества бериллиевых концентратов, но технология их получения и переработки ещё недостаточно эффективна. Технологические качества руд более благоприятны, если Be в них концентрируется в виде фенакита или эвклаза. Более богатые хризоберилловые руды часто отличаются тонкодисперсным распределением хризоберилла, что снижает технологические показатели их обогащения. **В комплексных (W, Mo, Be, Sn) грейзеновых кварцево-жильных и штокверковых месторождениях (тип VI)** попутный бериллий присутствует в виде берилла, технология извлечения которого в современных экономических условиях нерантабельна. Небольшое количество крупнокристаллического берилла может быть получено попутно при ручной рудоразборке руд.

В комплексных бериллий-оловорудных скарнах (тип VII) бериллий присутствует в виде тонкодисперсного хризоберилла и гельвина и в значительной степени рассеян в составе породообразующего везувиана, что создает большие сложности для обогащения. В настоящее время попутному извлечению поддаётся лишь берилл из апоскарновых грейзенов, сопровождающих иногда оловянное и полиметаллическое оруденение скарново-грейзеновых месторождений.

Из *редкометалльных и слюдоносных пегматитовых жил* (тип VIII) берилловый концентрат часто получается попутно при их разработке на танталит, сподумен, поллуцит, слюду и керамическое сырьё. Для извлечения мелковкрапленного берилла применимы флотационные способы обогащения. При наличии крупнокристаллического берилла, извлекаемого ручной рудоразборкой, пегматиты могут разрабатываться старательскими артелями.

10.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания

В данном разделе рассматриваются особенности прогнозных площадей только с собственно бериллиевыми месторождениями (промышленные типы I, II, III, IV).

Таблица 10.5

Промышленные типы месторождений бериллия

Промышленный тип	Основные промышленные (а) и минеральные (б) типы руд	Среднее содержание BeO, %	Отношения главных рудообразующих компонентов $BeO:CaF_2$	Попутные компоненты	Форма и размеры рудных тел	Ориентировочные запасы BeO в отдельных месторождениях, тыс. т		Группа сложности по классификации ГКЗ
						средние	очень крупные	
I. Бертрандит-аргиллизитовые метасоматиты	а) метасоматиты, б) бертрандит-флюоритовый, бертрандитовый.	0.2-1.0	1:10-1:5	Li, U, Zn, Zr	Минерализованные зоны пластообразной и линзовидной формы. Протяженность до 1500 м, мощность до 5-15 м	10	50	II-IV
II. Бертрандит-фенакит-флюоритовые метасоматиты	а) метасоматиты, б) бертрандит-фенакит-флюоритовый, лейкофан-флюоритовый, бавенит-фенакитовый	0.2-1.3	1:10-1:20 1:15-1:50	Pb, Zn, TR	Метасоматические залежи пластообразной и линзовидной формы, прожилковые зоны, линейные штокверки. Протяженность до 500 м при мощности до 10-20 м	5	30	III-IV
III. Бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты	а) метасоматиты, б) фенакитовый, гентгельвиновый, гельвин-лейкофановый, бертрандит-фенакитовый	0.3-1.4		Ta, Nb, TR, Li, Zr	Метасоматические залежи линзовидной и неправильной формы, протяженностью до 1000 м при максимальной мощности до 300 м	10	50	II-IV
IV. Берилл-слюдяные метасоматиты и минерализованные зоны дробления	а) метасоматиты и минерализованные брекчии, б) мусковит-берилл-флюоритовый, флогопит-маргарит-берилловый, биотит-берилл-флюоритовый, эвклаз-бертрандит-берилловый	0.1-0.7	1:5-1:20	W, Mo, Sn, изумруд	Метасоматические залежи пластообразной и линзовидной формы, жильные зоны, штокверки. Протяженность до 1500 м, мощность от 0,5 до 20-300 м	10	30	II-IV

Таблица 10.6

Промышленные типы месторождений, в которых бериллий является главным попутным компонентом

Промышленные типы	Минеральные типы руд	Среднее содержание BeO, %	Главные компоненты комплексных месторождений	Форма и размеры рудных тел	Ориентировочные запасы BeO в отдельных месторождениях, тыс. т		Группа сложности по классификации ГКЗ
					мелкие и средние	крупные и очень крупные	
V. Апокарбонатные редкометалльно-флюоритовые метасоматиты	Фенакит-флюоритовый, хризоберилл-флюоритовый, топаз-хризоберилл-флюоритовый	0.1-0.3	CaF_2, Li, Rb, Cs, Zn, Sn, W	Метасоматические тела и прожилковые зоны протяженностью до 1500 м и мощностью до 300 м	10	30	II-III
VI. Комплексные (Be-W-Mo и Be-W-Sn) кварцево-жильные зоны и штокверки	Берилл-вольфрамит-молибденовый, берилл-вольфрамит-касситеритовый	0,05-0,2	W, Mo, Sn, Bi	Жилы, жильные зоны, штокверки. Протяженность жил до 1500 м при мощности до 0,5-1,5 м. Размер штокверков до 500-300 м	0,5	10	II-III
VII. Комплексные бериллий-олово-рудные скарны	Хризоберилл-гранат-касситеритовый, хризоберилл-даналит-магнетитовый	0,05-0,3	Sn, Zn, Cu, CaF_2	Тела линзовидной, трубчатой неправильной формы	10	50	III-IV
VIII. Редкометалльные и слюдоносные пегматитовые жилы	Колумбит-берилловый, берилл-сподумен-танталитовый	0.04-0.25	Ta, Nb, Li, Cs, полевой шпат, кварц	Жилы протяженностью до 1000 м и мощностью 1-120 м, реже штоки 120-250 м	0,5	10	III-IV

Бертрандит-аргиллизитовые метасоматиты (I тип). Примером провинции, где широко представлены месторождения этого типа, служит Провинция хребтов и бассейнов в США. Формирование бертрандитовых месторождений связано с риолитовым вулканическим комплексом KZ возраста, развитие которого явилось результатом рифтогенеза, наложенного на край Северо-Американской платформы, где образовались протяжённые депрессии, контролирующие распространение вулканических и вулкано-плутонических поясов.

Металлогеническим зонам с месторождениями этого типа соответствуют приподнятые блоки вулканических поясов, ограниченные поперечными разломами II порядка. В гравитационном поле подобные зоны длиной в десятки километров выступают гравитационными минимумами. К рудным районам относятся ареалы кольцевых вулканических аппаратов (10 - 20 км в диаметре), сопряжённые с площадями распространения даек, штоков, некков, полями вулканических туфов и лавовых покровов, сложенных топазовыми риолитами, порфирами, сиенит-порфирами, микросиенитами. Наиболее богатые и крупные месторождения приурочены к карбонатсодержащим толщам (Спор-Маунтин, Сьерра-Бланка).

Типовым рудным районом развития бертрандит-аргиллизитовых метасоматитов с месторождениями флюорит-бертрандитового минерального типа может служить район Томас-Рейндж с уникально крупным месторождением Спор-Маунтин (штат Юта, США), расположенный в краевой северо-восточной части стабилизированной структуры плато Колорадо, подвергшейся рифтогенезу в триасе, с которым связано широкое проявление бимодального вулканизма. Палеоген-неогеновый интрузивно-вулканогенный комплекс (39 - 6 млн. лет) представлен риолито-дацитами, риолитами, в том числе, топазовыми, их туфами, обогащёнными F, Be, Sc, U. Рудовмещающим является горизонт пористых туфов, который лежит в основании разреза вулканогенной толщи и обогащён обломками подстилающих известняков и доломитов палеозойского возраста. Участок месторождения находится в боковой части стратовулкана, где вулканогенные породы имеют пологое моноклинальное залегание. Минерализованные зоны представлены субсогласными пластообразными залежами протяжённостью 1 - 2 км и более при мощности до 16 м. Запасы BeO составляют около 40 тыс. т при среднем содержании 0.69 % BeO. Замещению глинисто-флюоритовыми метасоматитами особенно интенсивно подвергаются обломки известняков, в меньшей мере - основная масса туфов. Среди метасоматитов наблюдаются жеоды диаметром 2.5 - 30 см, выполненные халцедоном, кальцитом, флюоритом и бертрандитом. Бериллиевые минералы (бертрандит, бехоит) в рудах мелкозернистые и с трудом диагностируются визуально. В повышенном количестве отмечаются Li, Cs, Zn, иногда U и Sc. Оруденение относится к эпитермальному приповерхностному типу с метасоматозом аргиллизитовой формации.

К тому же флюорит-бертрандитовому минеральному типу относится уникально богатое месторождение Сьерра-Бланка, расположенное в штате Техас США в 120 км юго-восточнее г. Эль-Пасо. Здесь на площади ~50 км^2 выявлено пять риолитовых лакколитов, прорывающих среднемеловые органогенные известняки. Риолиты (32.6+0.6 млн. лет) содержат повышенные концентрации Li, Be, F, Zn, Rb, Y, Zr, Nb, Sn, Cs, REE. Известняки также интрудированы силлами диоритовых порфиритов (48 млн. лет). На контактах с риолитами по известнякам развивается флюорит-бериллиевое оруденение.

Наиболее детально оно изучено вблизи лакколита Раунд-Топ. Сложные по морфологии рудные тела локализованы в экзоконтакте риолитов вдоль крутой "ножки" лакколита под экраном его пологой "шляпки". Вблизи контакта известняки и риолиты часто брекчированы и сцементированы флюоритовым агрегатом. По анализам отдельных проб содержание BeO достигает 2.5 - 3 %, а CaF_2 - 21 - 34%. Главные бериллиевые минералы - бехоит, бертрандит и фенакит, отмечаются берборит и хризоберилл. Сопутствующие минералы – кварц, кальцит, халцедон, анальцим, барит, церуссит, целестин, каолинит, монтмориллонит, гроссуляр. Появление граната и хризоберилла, не характерных для близповерхностных месторождений, свидетельствует о проявлении этапа скарнирования, предшествующего собственно гидротермальному процессу. По-видимому, месторождение Сьерра-Бланка занимает промежуточное положение между субвулканическими месторождениями бертрандитовой формации и гипабиссальными месторождениями бертрандит-фенакитовой формации.

Бертрандит-фенакит-флюоритовые метасоматиты (тип II). Наиболее крупные и богатые месторождения указанного типа известны в Западно-Забайкальской провинции (Бурятия). Между геологической позицией бериллиевых месторождений Бурятии и западных территорий

США есть общие черты. Бериллиевые месторождения провинции связаны с мезозойским рифтогенезом, наложенным на краевую область Сибирской платформы, поэтапная кратонизация которой произошла в течение протерозоя и палеозоя. Развитие рифтогенных структур стимулировало широкое проявление субщелочного гранитоидного магматизма (T_1), с которым связано богатое и крупномасштабное бериллиевое оруденение.

Металлогенические зоны приурочены к бортовым частям наложенных линейных впадин (эпикратонных рифтов), где наиболее активно проявлен щелочно-гранитоидный магматизм.

Рудным районам отвечают участки локализации щелочно-гранитных интрузивов, внедрявшихся в узлах пересечения глубинных разломов поперечными тектоническими структурами. Необходимым условием осаждения богатого бериллиевого оруденения служит присутствие карбонатных пород, менее благоприятны основные вмещающие породы.

Типичным примером рудного района с оруденением *бертрандит-фенакит-флюоритовых метасоматитов* служит район весьма богатого Ермаковского месторождения, приуроченный к борту Кижингино-Кудунской рифтогенной впадины. В районе развиты небольшие штоки субщелочных пород гипабиссальной фации триасового возраста (200-230 млн. лет). Эти интрузивы имеют состав от субщелочных лейкогранитов до сиенитов и обогащены Be, F, Mo, Zr. Рудовмещающая пачка представлена переслаиванием кристаллических сланцев и известняков (PR_3), образующих синклинальную складку. Формирование богатых руд (среднее содержание BeO 1.3 %) обусловлено сочетанием целого ряда структурно-литологических ловушек: наличием химически активных известняков, узла пересечения разломов, в том числе глубинных, и межпластовых трещин в пачке переслаивания неоднородных пород, а также действием ряда слабопроницаемых экранов в виде силла габбро-диоритов, многочисленных даек и сланцевых прослоев. Морфология рудных тел определяется сочетанием пласто-линзовидных залежей (по прослоям известняков) и рудных столбов (вдоль зон максимальной трещиноватости). Протяжённость рудных тел по простиранию 70-160 м, по падению 140-230 м. Мощность зон колеблется от 0.5-1 м в пережимах до 50-60 м - в раздувах. Основная масса запасов (68%) сосредоточена в рудных телах зоны I, расположенной под силлом габбро-диоритов на юго-западном крыле синклинальной складки.

Бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты (тип III). Провинции, где локализованы месторождения этого типа более многочисленны (Канадский и Украинский щиты и др.). Они соответствуют платформенным областям с горстовыми поднятиями линейной конфигурации в краевых частях авлакогенов, реже - более молодых рифтов.

Металлогенические зоны с месторождениями бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов фенакит-гентгельвиновой формации, представляют собой линейные структуры тектонического сжатия длиной до нескольких десятков километров и шириной 10 - 20 км, насыщенные интенсивно гранитизированными породами, дайками, метасоматитами. Металлогенические зоны развиваются по докембрийскому субстрату из гранитогнейсов и слоистых метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ.

Рудные районы приурочены к участкам зон, насыщенным пересекающимися разломами, а также кольцевыми и дуговыми структурами диаметром до 10 км. Иногда (Тор-Лейк) овальные структуры отражаются в плане строения многофазных массивов щелочных гранитов и щелочных сиенитов, по которым развиваются метасоматиты с бериллиевым оруденением и сопутствующей минерализацией Nb, Ta, Zr, TR, Zn, U, Th, F, Li.

Месторождения локализуются в пределах мощных тектонических разломов древнего заложения. Рудные тела представлены метасоматитами и имеют сложную морфологию. Они развиваются в линейных зонах трещиноватости крупных разломов и оперяющих их нарушений. При общей выдержанности зон минерализации отдельные тела линзовидной или неправильной формы сравнительно невелики по размерам, что усложняет горно-технические условия добычи.

Рудные районы с месторождениями бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов разделяются на два типа: приразломные и плутоногенные.

Главные черты рудных районов с приразломными полевошпатовыми метасоматитов можно охарактеризовать на примере Пержанского (Украина) и Диабазового (Белоруссия) месторождений. Эти месторождения располагаются в пределах горстовых поднятий на флангах палеорифтов - авлакогенов, пересекающих краевые части Украинского щита. Фация глубинности формирования оруденения оценивается в пределах 3 - 6 км (от мезоабиссальной до абиссальной). Районы сложены эффузивными и интрузивными породами среднепротерозойского

возраста, сильно метаморфизованными вплоть до гнейсов и кристаллических сланцев. Специфическая черта района Диабазового месторождения - развитие крутопадающих даек аплитов, диабазов и габбро-диабазов. Рудоконтролирующими структурами являются региональные линейные зоны смятия протяжённостью до 180 - 200 км при ширине до 15 км. Рудные зоны приурочены к зонам сближенных тектонических нарушений пологого залегания, имеют линзообразную и пластообразную форму, вытянуты по падению и простиранию на сотни метров при сравнительно небольшой (до 20 м) мощности. Каждая такая зона слагается отдельными рудными телами, расположенными кулисообразно или цепочками и разделёнными интервалами, часто превышающими их мощность. Районы характеризуются мощным и многостадийным проявлением метасоматических процессов - микроклинизации и альбитизации, в меньшей мере - грейзенизации. На Пержанском месторождении по породам гранитоидного состава развиваются преимущественно микроклиновые метасоматиты с гентгельвином, а на Диабазовом - по основным дайкам - альбит-слюдяные и амфибол-альбитовые метасоматиты с лейкофаном, барилитом, фенакитом, гадолинитом и бастнезитом. Возраст оруденения PR_3 (1400-1500 млн. лет).

Примером рудного района плутоногенного типа служит район месторождения Тор-Лейк в Канаде, расположенный на северной окраине Канадского щита в борту нижнепротерозойского авлакогена Атапуску, наложенного на архейские толщи. Район представляет более высокий уровень эрозионного среза региональных систем полевошпатового метасоматоза, на котором чётко проявлена их связь с интрузивными комплексами. Рудоносный массив имеет концентрически-зональное строение. Во внешней зоне находится габбро-анортозит, затем идёт зона рибекитового гранита, преобладающая по объёму, а центральная часть сложена сиенитом. Оруденение залегает преимущественно в сиенитовом ядре, частично - среди рибекитовых гранитов. Рудные тела приурочены к зонам дробления, пересекающим эти породы и протягивающимся по простиранию до 1 км при максимальной мощности до 300 м. Форма их неправильно линзовидная с отчётливо зональным строением. Во внешних зонах преобладает альбит, сопровождаемый калишпатом, кварцем, слюдами. Ядро состоит главным образом из кварца. Примыкающая к нему промежуточная зона альбититов обогащена фенакитом, литиевыми слюдами и включает минералы целого ряда других редких элементов - Y, Zr, Ga.

Малоглубинным представителем бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов может служить Урминское месторождение, расположенное на юго-западе Бурятии в пределах Таширского рудного района. Геолого-тектоническая позиция района сходна с положением бертрандит-фенакит-флюоритовых метасоматитов региона — в узле пересечения крупных разломов на борту Боргойской рифтогенной впадины, выполненной осадочно-вулканогенными породами мезозойского возраста. Прилегающая часть района в основном сложена палеозойскими и мезозойскими гранитоидами, прорывающими осадочно-метаморфическую толщу протерозоя. Месторождение локализовано в пределах гипабиссального Убур-Таширского массива триасового возраста, сложенного граносиенитами, кварцевыми сиенитами, биотитовыми и роговообманковыми лейкократовыми гранитами и гранодиоритами. Рудоконтролирующими структурами служат системы контракционных, сколовых и сбросо-сдвиговых трещин. Рудные тела линзообразной и неправильной формы, крайне невыдержанные по простиранию и падению, располагаются кулисообразными сериями в составе зон субмеридионального и северо-восточного простирания. Бериллиевое оруденение концентрируется в кварц-микроклин-альбитовых метасоматитах и гематит-кварцевых жилах в форме бертрандита и второстепенного по значению гельвина, количество которого возрастает с глубиной. Среднее содержание BeO в рудах варьирует в пределах 0.18 - 0.44 % в зависимости от принятого бортового содержания.

Обобщённая модель трёх охарактеризованных типов с типичными для них вариациями геофизических полей представлена на схеме рис. 10.1.

Берилл-слюдяные метасоматиты и минерализованные зоны дробления (тип IV). Для локализации месторождений этого типа, относящихся к грейзеновому генетическому типу, характерны провинции, расположенные в тыловых частях зон столкновения континентальных и океанических плит или двух континентов, где на поздне- или посторогенных стадиях развития складчатых (аккреционных) систем формируются граниты известково-щелочных серий, глубоко дифференцированные с лейкократовыми, субщелочными и литий- фтористыми заключительными фазами (Восточно-Уральская, Восточно-Саянская провинции).

Металлогенические зоны соответствуют приподнятым линейным блокам крупных антиклинальных структур (антиклинориев) или горст-антиклиналей в сводово-глыбовых поднятиях.

Рудные районы сопряжены с мощными зонами тектонического дробления, обусловленными пересечением глубинных региональных разломов, сопровождающихся системами оперяющих трещин. В локализации оруденения важную роль играет присутствие карбонатных или кальций-содержащих основных пород (гранодиоритов, диоритов, амфиболитов, пироксенитов, серпентинитов).

Особенности рудных районов с месторождениями этого типа можно проиллюстрировать на примере районов с наиболее значительным потенциалом полезных ископаемых.

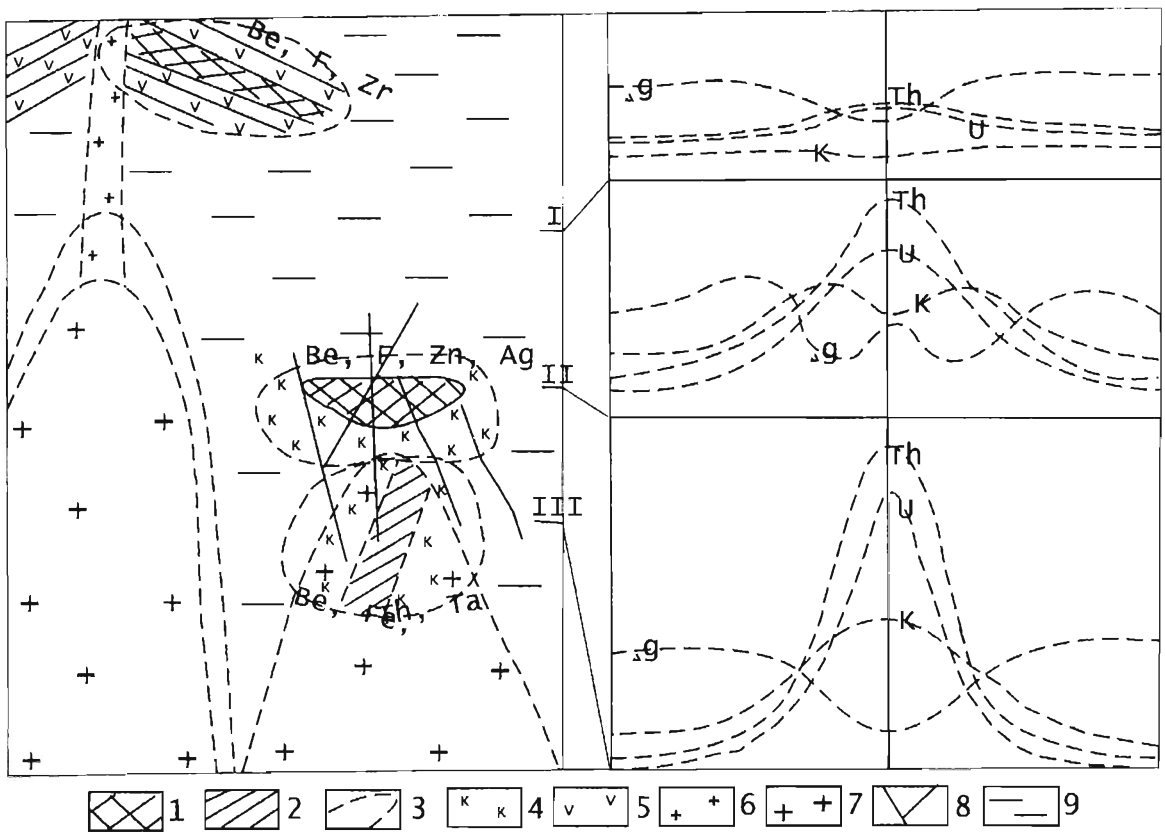


Рис. 10.1. Модельный разрез месторождений бертрандит-аргиллизитовых, бертрандит-фенакит-флюоритовых и бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов и графики Δg, содержаний U, Th, K по уровням среза I – III.
1 – бертрандит-аргиллизитовые и бертрандит-фенакит-флюоритовые метасоматиты; 2 – бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты; 3 – ореолы минерализации; 4 – микроклинизация; 5 – эффузивы и туфы риолитов, частично аргиллизированные; 6 – мелкозернистые граниты; 7 – лейкограниты и граносиениты; 8 – дайки порфиритов и порфиров; 9 – осадочно-метаморфические породы, в том числе, известняки.

Региональная позиция рудного района Изумрудных копей (с главным Малышевским месторождением) определяется его расположением в зоне мощного глубинного разлома, протягивающегося на сотни километров вдоль восточного склона Урала. Район приурочен к восточному экзоконтакту крупного Мурзинско-Адуйского гранитного массива, глубина формирования апикальной части которого оценивается в 4 - 6 км. Главная масса представлена биотитовыми и двуслюдяными гранитами, вблизи западного контакта присутствуют также кварцевые диориты и гранодиориты, а к восточному контакту примыкают лейкократовые разности с повышенным кларком Be, Sn, Zr. Формирование массива было длительным - от 510 до 245 млн. лет, а для гранито-гнейсов - до 1200 млн. лет. Благодаря глубинным условиям в пределах рудного района совмещены редкометалльные пегматиты (Nb, Ta, Be) и образования грейзеновой группы (Be, Mo, F). Под влиянием состава вмещающих пород грейзены представлены необычными разностями - флогопитовыми и биотитовыми слюдитами. Среди вмещающей толщи преобладают породы ультраосновного состава - дуниты, пироксениты, серпентиниты, тальковые сланцы, что и определяет образование изумруда.

Рудовмещающей структурой Малышевского месторождения служит мощная тектоническая зона, в составе которой деформации подвергались жёсткие и пластичные породы. В жёст-

ких блоках находятся пологие кварц-плагиоклазовые жилы, а между ними среди пластичных тальковых сланцев развивались прожилково-метасоматические зоны — слюдитовые рудные зоны. Изначальная морфология рудных тел существенно изменена интенсивным пострудным дроблением и развальцыванием. Мощность кварц-плагиоклазовых жил 0.2 - 3.5 м, протяжённость не превышает 30 - 50 м. Содержание BeO колеблется от десятых долей до целых процентов, часто жилы богаты скоплениями рудоразборного берилла. Слюдитовые зоны обычно крупнее жил и простираются в длину и по падению до 100 - 300 м, имея мощность до десятков метров. Содержание BeO в зонах низкое — 0.1 - 0.2 %, и их главная практическая ценность обусловлена наличием изумрудов. Кроме того, на Малышевском месторождении практическое значение имеет коллекционный материал в виде эстетически и минералогически ценных штуфов, пользующихся рыночным спросом.

Жилы сложены плагиоклазом, мусковитом, кварцем, флюоритом, бериллом, маргаритом, в них часто отмечаются турмалин, апатит и молибденит. Иногда жилы обогащены кварцем, который слагает крупные ядра в их центральных частях. Слюдитовые зоны состоят из разнообразных флогопитовых пород (слюдитов) с фрагментами жил и прожилков. Чётко выделяются апогипербазитовые и аподиоритовые слюдиты. Зоны имеют линзовидно-блоковое внутреннее строение и сложены обломками кварц-плагиоклазовых жил ("желваками"), промежутки между которыми выполнены рассланцованным слюдистым материалом. Радиологический возраст как слюдитов, так и кварц-плагиоклазовых жил лежит в интервале 285-245 млн. лет.

Там же, на восточном склоне Урала в пределах той же зоны глубинных разломов, в 120 км южнее расположен Боёвско-Карасьевский Be-W рудный район, приуроченный к надинтрузивным и апикальным частям крупного Шилово-Конёвского гранитного интрузива, который слабо эродирован и на современной поверхности представлен рядом отдельных массивов протяжённостью 5 - 30 км. Интрузив формировался в диапазоне 320-255 млн. лет. Его заключительные фазы относятся к лейкократовым ультракислым гранитам с повышенным содержанием Sn, Ta, Be, W, Mo. Среди вмещающих пород ведущую роль играют известняки и сланцы D_3, а также амфиболиты и сланцы D_{1-2}. Боёвское месторождение расположено в 5 км от контакта Карасьевского гранитного массива по латерали и в 1.5 км - по вертикали. Рудовмещающая структура представлена мощной тектонической зоной с падением 40-50^0, с крутопадающими оперяющими трещинами. По своему генетическому типу оруденение принадлежит к грейзеновой группе, апокарбонатные и апоалюмосиликатные грейзены относятся к низкотемпературной фации, на поздних стадиях приближающейся к березитам. Берилл-флюоритовые рудные зоны по своей морфологии принадлежат к согласным пластообразным прожилково-метасоматическим залежам, развивающимся по сланцево-известняковой пачке. Их протяжённость по простиранию до 700 м и падению до 250 - 300 м при мощности 35-90 м. Содержание BeO колеблется от 0.07 до 0.30%, при среднем 0.12%. Первичные рудообразующие минералы - флюорит, мусковит, альбит, берилл, фенакит, шеелит, пирит, галенит, сфалерит. Руды раздроблены и брекчированы, по ним развита линейная кора выветривания с каолинитом, монтмориллонитом, метагаллуазитом, локально присутствуют редкие фосфаты Ca и Be — мораэсит, глюцин, уралолит. В сланцево-амфиболитовой пачке локализованы вольфрамит-кварцевые жилы.

Самые богатые руды рассматриваемого типа обнаружены на Снежном фенакит-берилловом месторождении (Восточный Саян). Общая геологическая позиция рудного района определяется его локализацией в пределах региональной тектонической зоны субширотного простирания, являющейся границей сочленения протерозойских и раннекаледонских структур. Район сложен метаморфизованной толщей PR_3, представленной переслаиванием кристаллических сланцев и мраморизованных известняков, интрудированной комплексом разнообразных пород PZ_1 - габбро, диоритами, гранодиоритами с заключительной фазой аплитов, аплитовидных и пегматоидных гранитов. Для всей тектонической зоны характерен метаморфизм амфиболитовой фации. В результате метаморфизма милонитов образуются бластомилониты плагиоклаз-амфиболового состава. Рудовмещающие структуры выражены крупными тектоническими нарушениями сбросового типа субширотного и северо-западного простирания с крутым (70-85^0)падением. Минерализованные зоны дробления, оконтуренные в качестве рудных тел, отличаются сложной морфологией с неоднородным внутренним строением. Флюорит-бериллиевое оруденение принадлежит грейзеновому генетическому типу, а среди дорудных метасоматитов широко представлены микроклиниты и альбититы. Специфическая особенность оруденения -

присутствие в рудах фенакита в равном количестве с бериллом, что можно связать с низкой глиноземистостью и повышенной основностью вмещающих пород.

Обобщённая модель месторождений берилл-слюдяных метасоматитов и минерализованных зон дробления с типичными для них вариациями геофизических полей представлена на рис. 10.2.

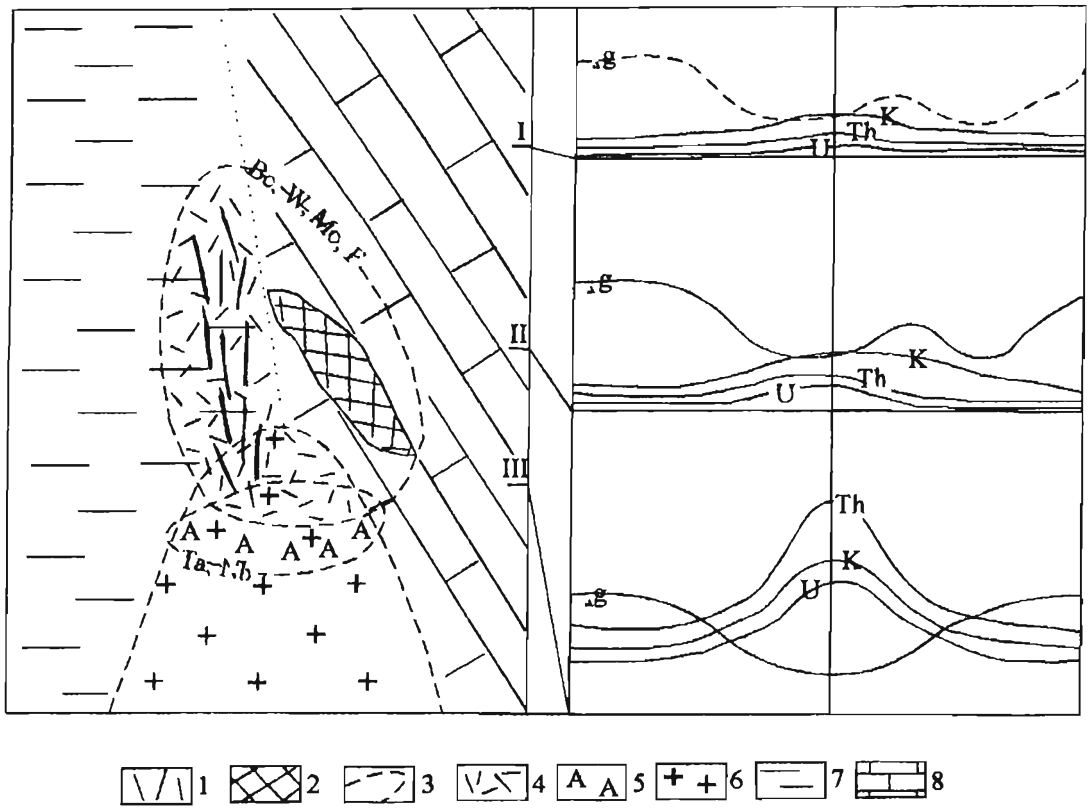


Рис. 10.2. Модельный разрез месторождений берилл-слюдяных метасоматитов и минерализованных зон дробления и графики Δg, содержаний U, Th, K по уровням среза I – III.

1 – жильно-штокверковые руды; 2 – апокарбонатные метасоматические руды; 3 – ореолы минерализации; 4 – грейзенизация; 5 – альбитизация; 6 – граниты; 7 – алюмосиликатные осадочно-метаморфические породы; 8 – известняки.

10.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных рудоносных площадей разного ранга

Для оценки прогнозных ресурсов бериллия различных промышленных типов используется комплекс геологических, геофизических, минералого-геохимических и других признаков, характеризующих общую модель прогнозируемого типа месторождений на соответствующих стадиях геологических работ.

В данном и следующем разделе рассмотрены комплексы признаков только для собственно бериллиевых месторождений промышленных типов I – IV (см. табл. 10.5). Признаки для комплексных месторождений с попутным бериллием изложены в соответствующих разделах работы по главным полезным компонентам (W, Mo, Sn, Ta, Nb).

Бертрандит-аргиллизитовые и бертрандит-фенакит-флюоритовые метасоматиты (типы I, II). Главным признаком выявления *металлогенических зон* служат территории локализации щелочно-гранитоидного магматизма, генетически сопряженного с тектономагматической активизацией областей завершенной складчатости. Их размеры порядка n·10 на n·100 км. Геологические границы определяются в соответствии с распространением на геологических картах перспективных магматических комплексов и конфигурацией тектонических нарушений, в первую очередь региональных разломов. Бериллиеносные зоны локализуются в краевых частях срединных массивов или на окраинах молодых складчатых областей и обычно маркируются бортами наложенных депрессий (впадин), к которым приурочены крупные глу-

бинные разломы, контролирующие распространение вулканических и вулканоплутонических бериллиеносных магматических комплексов.

Бериллиеносные зоны выделяются повышенным расположением кристаллического фундамента, что устанавливается по совпадающим с ними зональным гравитационным минимумом, данным сейсмозондирования и магнитометрии. Космические и аэрогеологические снимки позволяют выделять глубинные разломы, системы региональных тектонических нарушений и узлы их пересечений, в которых могут располагаться рудные районы.

Потенциальные рудные районы изучаются в процессе государственных геологосъемочных работ м-ба 1:200000-1:50000 с привлечением геофизических исследований, а также петрохимического изучения интрузивов и вулканических пород, ареалы распространения которых определяют границы рудных районов. Размеры последних имеют не более 10-20 км в диаметре. Площади развития субщелочных гранитоидов и сопутствующего им оруденения оконтуриваются при многоканальной аэросъемке (магнитной и гамма-спектральной).

Для локализации рудоносных гранитоидных массивов и вулканических аппаратов благоприятны узлы пересечения региональных разломов и поперечных нарушений более высоких порядков. Большая продолжительность геологического развития разломов обусловливает неоднократное проявление вдоль них магматических образований. В результате в рудных районах устанавливается наложение разновозрастных рудоносных магматических комплексов.

Рудные районы с предполагаемыми бертрандит-аргиллизитовыми метасоматитами оконтуриваются по границам кольцевых вулканических аппаратов, площадям распространения даек, некков и вулканических туфов и покровов, сложенных топазовыми риолитами, кварцевыми порфирами, сиенит-порфирами, кварцевыми микросиенитами, кварцевыми монцонитами. Отличительным признаком бериллиеносных эффузивов и субвулканических пород служит повышенное содержание микропримесей Be (до 2-11 г/т), F, Li, Sc, Cs, Zr, Pb, Zn, фиксируемое в неизмененных породах вне зон минерализации. Этот признак используется для прогнозирования ресурсов по категории P_3 при наличии благоприятных условий для обнаружения рудных полей: наличия хорошо проявленных трещинных структур, пересекающих вулканические аппараты (палеовулканы), присутствия карбонатного материала в составе туфов или среди вмещающих толщ на контактах с эффузивными породами.

Рудные районы с предполагаемыми бертрандит-фенакит-флюоритовыми метасоматитами оконтуриваются в соответствии с границами ореолов контактового воздействия (до 0.5 км) вокруг массивов щелочно-гранитоидной формации. Отличительные признаки рудоносных интрузивов для граносиенитов и кварцевых сиенитов: коэффициент З.Г.Караевой A=K+(Na-Ca) в пределах 220-240 атомных количеств, коэффициент агпаитности, равный 0.95-1.0, для щелочных рибекитовых гранитов - A=245-255 и K=0,95-1,05; повышенный фон Be (6-36 г/т), F (0,15-0,29%), Mo, Zr, Hf, TR, Ba, Sr, Li, Pb, Zn, Sn, Cu. При оценке эрозионного среза рудных районов следует учитывать пространственную зональность: в апикальных частях интрузивных куполов локализуются танталониобиевое и редкоземельное оруденение, над ними – бериллиевое, ториевое и редкоземельное, а на удалении от них – бериллиевое и бериллий-полиметаллическое.

Потенциальные рудные поля выявляются по данным ядерно-физических методов (гамма- и фотонейтронным съемкам), дополненных результатами изучения первичных и вторичных ореолов рассеяния. Ореолообразующие элементы - F, Be, Li, Pb, Zn, TR, Cu и B. Самым контрастным компонентом является Be, для которого кларк концентрации в рудах рассматриваемых месторождений находится в пределах 100-1000. Установлена значительная роль фтора, доля которого в сумме ореолообразующих элементов составляет 90±4% и который может служить универсальным индикатором бериллиевых руд. Характерна относительно высокая роль Pb (15-54% суммы элементов без F), Zn (13-44%) и TR (4-10%) [6]. Часто типичны ореолы бора. При относительно стабильной величине суммы щелочных металлов превалирует калий.

Важным фактором прогнозирования Be оруденения в пределах рудных полей служит выявление пачек пород, в составе которых наряду с проницаемыми и химически активными породами (например, известняками) присутствуют прочные малопроницаемые и химически пассивные породы, способные экранировать рудоносные растворы (сланцы, амфиболиты). Благоприятный признак - широкое развитие дайковых серий от кислого до основного состава, указывающее на повышенную тектоническую проницаемость территории рудного поля и создающее структурные ловушки для локализации рудных залежей.

Бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты (тип III). *Металлогенические зоны*, содержащие бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты, соответствуют зонам древней активизации, развивающимся на щитах и в кристаллическом фундаменте платформ. Они маркируются системами крупных долгоживущих глубинных разломов, сопутствующих как прогибам типа авлакогенов, так и горстообразным структурам, что определяет крупные размеры металлогенических зон n·10 на n·100 км. Зоны обычно приурочены к краевым частям платформенных структур и областям сочленения разновозрастных образований. Ввиду высокой тектонической активности зон характерно значительное развитие динамометаморфизма и повышенная их проницаемость для глубинных флюидов, вызывающих перекристаллизацию и метасоматическое замещение пород различного состава с возникновением образований, по составу отвечающих сиенитам и щелочным гранитам.

Локализация *рудных районов (полей)* контролируется сочетанием двух факторов: существованием узлов пересечения региональных разломов поперечными дизъюнктивными нарушениями и проявлением вдоль этих нарушений щелочного высокотемпературного метасоматоза, иногда сопровождающегося внедрением субщелочных и щелочных гранитов.

Оконтуривание *перспективных участков* и выявление *рудных тел* осуществляется при крупномасштабном картировании (1:5000-1:1000).

При определении предполагаемой площади сечений рудных тел следует иметь в виду сложность и непостоянство морфологии залежей. Рудные зоны сложены отдельными телами метасоматитов (числом от единиц до десятков), расположенных кулисообразно или четковидно. Границы рудных тел должны уточняться данными опробования. Отдельные рудные тела обычно не имеют большой протяженности, но рудные зоны в целом уходят на глубину до первых сотен метров при протяженности до километра. Характерно изменение морфологии рудных тел в вертикальном разрезе. На верхних горизонтах рудные тела имеют сложную форму, часто дают раздувы с тупым выклиниванием, нижние части отличаются более выдержанной жилоподобной морфологией, но с более бедным оруденением. Качество руд в целом устойчиво для всей площади месторождений.

Берилл-слюдяные метасоматиты и минерализованные зоны дробления (тип IV). *Металлогеническими зонами* для рассматриваемого типа оруденения выступают геоантиклинальные поднятия складчатых областей верхнего протерозоя – фанерозоя и срединные массивы (иногда краевые, прилегающие к складчатым поясам части кратонов), захваченные процессами поздне- и посторогенного щелочноземельного гранитоидного магматизма (PZ-MZ), нормальной, точнее слабо повышенной щелочности: габбро и диориты (слабо проявлены), гранодиориты, плагиограниты, граниты, лейкограниты – вплоть до литий-фтористых субщелочных гранитов. Такие зоны размерами до нескольких сотен километров по простиранию выделяются и оконтуриваются на геологических и специализированных тектонических картах м-ба 1:500000-1:1000000 и мельче. Надежным подспорьем при этом могут явиться карты полезных ископаемых, карты аномального магнитного поля и карты остаточных гравитационных аномалий, так как известно, что все промышленные бериллиевые месторождения рассматриваемого типа расположены в тех же зонах, где развиты месторождения Mo и W-Mo, а также иногда Nb-Ta, Ag, Pb, Cu, и что этим территориям свойственно чаще всего знакопеременное варьирующее (часто и повышенное) магнитное поле. Этим же территориям чаще всего соответствуют зональные и региональные минимумы силы тяжести.

Потенциальными рудными районами для Be-слюдяных метасоматитов и минерализованных зон дробления выступают ареалы гранитного магматизма размером n·10 на 200 км, которые выделяются и оконтуриваются на геологических картах м-ба 1:200000-1:100000 и крупнее по совмещенным полям выходов гранитов и полей ороговикования. Особенно надежно подобные ареалы намечаются на картах остаточного гравитационного поля в качестве локальных минимумов силы тяжести. Кроме того, в аномальном магнитном поле перспективные районы характеризуются повышенными и знакопеременными значениями. Учитывая возможность появления Be-месторождений не только в над-, но и в околоинтрузивной зоне, следует расширить район примерно от 1-2 до 5-7 км. Для перспективных районов площадь эродированных лейкогранитов в отличие от гранитов других типов не должна превышать 10% от площади гравитационного минимума. Предварительная перспективность района может быть оценена с помощью петрохимических показателей. Рудоносные лейкократовые граниты характеризуются коэффициентами A=200-220, K=0.75-0.95, содержания Be в гранитах последних фаз превышает

5 г/т при коэффициенте накопления >1.5, а фтора >0.08% при коэффициенте накопления >1.1. Типоморфны элементы-примеси Sn, Mo, W, Zr, Ta, Nb, Pb, Li, иногда Cs. Поиски потенциальных рудных полей в пределах рудных районов должны направляться с учетом зонального строения интрузивов и сосредотачиваться в окрестностях выходов гранитов заключительных наиболее кислых фаз, обогащенных летучими и литофильными элементами, в том числе редкими. Вертикальный размах оруденения, связанного с крупными плутонами, измеряется несколькими километрами, поэтому потенциально рудоносны как районы со слабовскрытыми интрузивами, так и с глубокоэродированными. Но формационный состав оруденения в этих двух случаях будет различаться в соответствии с околоинтрузивной геохимической зональностью. В надинтрузивных и экзоконтактовых зонах небольших куполов (до 1 км по вертикали и 5-6 км по горизонтали) локализуется вольфрамовое и апокарбонатное флюорит-бериллиевое оруденение. В апикальных частях куполов находится комплексное Be-Mo-W, иногда бертрандит-эвклаз-берилловое оруденение, связанное с грейзенизацией, или танталовое оруденение, связанное с альбитизацией. При глубокой денудации плутонов в их экзоконтактовых зонах вскрываются берилл-колумбитовые пегматитовые поля, непосредственно примыкающие к контакту с гранитами, и на удалении они сменяются бериллиевым оруденением среди основных и ультраосновных пород (апокарбонатные метасоматиты для глубоких боковых экзоконтактов не характерны).

Рудные поля здесь достигают размеров 5-10 на 20-30 км, поэтому для определения прогнозных ресурсов категории P_2 могут использоваться карты м-ба 1:25000-1:10000. В геохимических ореолах ведущую роль играют F, Be, Li, Na, Rb, W, Bi, Mo, Sn, Pb, Zn. Ведущий признак оконтуривания площади рудных полей - границы распространения зон грейзенизации и флюоритизации, а также кварцевых, полевошпат-кварцевых, мусковит-кварцевых жил и прожилков. В рудных полях, приуроченных к надинтрузивным и апикальным частям слабоэродированных массивов, преобладают мусковитовые и мусковит-кварцевые грейзены, а в боковых экзоконтактах глубокоэродированных интрузивов состав грейзенов иной - в них над мусковитом преобладают слюды ряда биотит-флогопит.

Для развития бериллиевого оруденения благоприятны участки пересечения мощными тектоническими зонами карбонатных пород и пород повышенной основности.

Участки потенциальных месторождений берилл-слюдяных метасоматитов оконтуриваются по площадям распространения грейзенов и минерализованных зон дробления, имеющих по простиранию длину до 1 км, на геологических, геолого-структурных и геохимических картах м-ба 1:5000-1:1000.

Рудоконтролирующие факторы аналогичны промышленному типу II, поэтому в качестве параметров оценки прогнозных ресурсов используются те же признаки. Дополнительно отметим, что типоморфными индикаторами богатыми рудных тел служат повышенные содержания Mn^{2+}, HLn во флюорите и Ge^{4+} в кварце [8]. Наиболее перспективны те участки, где фиксируется максимальное совпадение благоприятных признаков, и тем более те, где зафиксированы прямые признаки бериллиевого оруденения.

10.5. Критерии и методические приёмы подсчёта прогнозных ресурсов

Прогнозные ресурсы бериллия по категории P_3 определяются в процессе региональных геологосъемочных и геофизических работ м-ба 1:1000 000-1:500 000 с учётом данных более крупномасштабных работ (1:200 000 – 1:50 000) [13].

Для бертрандит-аргиллизитовых и бертрандит-фенакит-флюоритовых метасоматитов (типы I, II) металлогенический потенциал зоны и ее прогнозные ресурсы по категории P_3 *оцениваются по наличию соответствующих магматических комплексов в узлах пересечения* тектонических структур. По указанным признакам в пределах металлогенической зоны выделяются *перспективные рудные районы, масштабы возможных ресурсов которых оцениваются* экспертами по аналогии с ранее известными районами, включающими месторождения аналогичных промышленных типов. Следует учитывать также нахождение месторождений U, Pb, Zn, флюорита, присутствие которых характерно для рассматриваемой металлогенической зоны.

Оценка прогнозных ресурсов в пределах рудных районов основана на выявлении рудных полей, которые располагаются в околоинтрузивных зонах, локализуясь в структурных ловушках среди пачек переслаивания карбонатных и алюмосиликатных пород, пород среднего или основного состава, содержащих повышенные количества Ca. Структурными ловушками служат

чаще всего не зоны крупных разломов, а сопряженные с ними тектонические нарушения II и более высоких порядков; благоприятны сочетания дизъюнктивных нарушений с изгибами складчатых структур.

Охарактеризованные признаки позволяют оценить прогнозные ресурсы бериллиевого сырья по категории P_3 с определением их возможного геолого-экономического значения и обоснования перехода к следующей стадии работ.

Для *бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов (тип III)* металлогенический потенциал зоны и прогнозные ресурсы категории P_3 определяются по наличию региональных зон интенсивного калиевого метасоматоза, часто сопряжённого с магматизмом щелочного и субщелочного характера. Кроме бериллиевого оруденения необходимо учитывать возможное присутствие в этих зонах Zr-Ta-Nb оруденения.

Для *берилл-слюдяных метасоматитов и минерализованных зон дробления (тип IV)* экспертная оценка прогнозных ресурсов категории P_3 в металлогенических зонах может быть осуществлена по данным табл. 10.5 в том случае, если есть возможность вычленить в пределах металлогенической зоны рудные района. Это могут быть обобщенные ареалы гранитного магматизма, совмещенные с рудопроявлениями Be, зональные минимумы силы тяжести в остаточном гравитационном поле. В каждой зоне, обладающей наиболее благоприятными признаками, можно ожидать одно-два месторождения рассматриваемого типа со средними параметрами (см. табл. 10.5).

Основой определения ***прогнозных ресурсов категории P_2*** для *бертрандит-аргиллизитовых и бертрандит-фенакит-флюоритовые метасоматитов (типы I, II)* должны служить геологосъемочные и поисковые работы м-ба 1:10000-1:5000. Размер рудных полей составляет 1-5 км^2.

При прогнозировании в пределах рудных полей необходимо располагать материалами топоминералогических, петрографических, геохимических и геофизических исследований, включающих данные литохимической, шлиховой, гамма-спектроскопической, бериллиеметрической, фторометрической, гравиметрической, магнитометрической и др. съемок. После выявления по указанным признакам возможности существования в пределах рудного поля бериллиевого оруденения прогнозные ресурсы категории P_2 рассчитываются в соответствии с ожидаемой удельной продуктивностью и масштабами оруденения.

Для промышленного типа *бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов (тип III)* локализация рудных районов (полей) контролируется сочетанием двух факторов: существованием узлов пересечения региональных разломов поперечными дизъюнктивными нарушениями и проявлением вдоль этих нарушений щелочного высокотемпературного метасоматоза, иногда сопровождающегося внедрением субщелочных и щелочных гранитов.

Если проведенные исследования показывают положительные перспективы, а также обнаружены прямые признаки присутствия бериллиевых руд, то прогнозные ресурсы категории P_2 оцениваются с учетом параметров известных месторождений (см. табл. 10.5).

Оценка ресурсов *берилл-слюдяных метасоматитов и минерализованных зон дробления (тип IV)* по категории P_2 осуществляется по удельной рудоносности (см. табл. 10.5) с учетом размеров геохимических ореолов и отдельных пересечений горными выработками с данными опробования.

Оценка ресурсов по категории P_1 для различных промышленных типов бериллиевых месторождений имеет много общего. Эта оценка производится при поисках и при поисково-оценочных работах совместно с ресурсами категории P_2 и при разведочных работах совместно с запасами категории C_2 на основании детального геологического картирования в м-бе 1:1000-1:2000. Геологические карты сопровождаются поперечными и продольными разрезами соответствующего масштаба и другими графическими материалами: планом рельефа кровли рудоносного гранитного массива в изогипсах, планом месторождения в изолиниях плотности насыщения рудоносными образованиями, планом и диаграммами ориентировки трещинных структур с учетом степени их минерализации, геохимическими планами в изолиниях содержаний индикаторных элементов (Be, F, Li, Pb, TR, W, Mo, Bi), картами и разрезами в изолиниях метасоматических изменений, сопровождающих оруденение [10].

Для качественной характеристики и количественного подсчёта ресурсов по категории P_1 служат такие критерии как предполагаемый тип, мощность и протяжённость прогнозируемых рудных тел, особенности морфологии, уровень эрозионного среза, содержание полезного ком-

понента и др. Для дополнительного уточнения параметров рудных тел применяется ещё ряд характеристик: 1) интенсивность оруденения (продуктивность), 2) площадь горизонтального сечения рудных тел и минерализованных зон, 3) глубина распространения оруденения и характер вертикальной зональности, 4) степень качественной изменчивости оруденения, 5) минералого-технологические свойства руд.

Оценочные работы в контуре подсчёта прогнозных ресурсов по категории P_1 обычно сосредотачиваются на конкретных рудных телах (минерализованных зонах), наиболее представительных для данного типа оруденения, оконтуренных с поверхности на ряде сечений горными выработками и скважинами. В подсчётную прогнозную площадь потенциального месторождения по категории P_1 включаются также элювиально-делювиальные развалы (прямые признаки), вскрытые горными работами рудные тела и краевые минерализованные зоны с бериллием.

При проведении работ основной упор делается на прослеживание главных рудных тел сетью поверхностных горных выработок и на опробование их. Количество пересечений (независимо от промышленного типа) должно быть достаточным для надежной увязки отдельных пересечений рудных тел и минерализованных зон (не менее чем на двух профилях), а также для выявления необходимых параметров, обеспечивающих их предварительную оценку.

Расстояние между профилями не имеет существенного значения, так как метод аналогии позволяет нам с известной степенью достоверности определять прогнозные ресурсы по категории P_1 путём экстраполяции данных, характеризующих изученные рудные тела и минерализованныв зоны на потенциальное месторождение. а затем и корректировку на все рудное поле по категории P_1 (естественно, с учётом неоднородности рудного поля). Обычно это расстояние колеблется от 20 - 240 до 400 - 600 и должно приближаться к принимаемому при предварительной разведке. При этом здесь следует учитывать возможное проведение на прогнозируемом месторождении следующей поисково-оценочной стадии работ. При сложной морфологии рудных тел иногда целесообразно проводить расчистки – канавы по простиранию рудных тел, а для определения общей подсчётной площади и масштаба по категории P_1 необходимо иногда знать глубину распространения рудной минерализации, наличие слепых рудных тел, изменчивость оруденения по падению, эрозионный срез (по элементам и минералам-индикаторам) с помощью вскрытия на глубину хотя бы единичными скважинами. На некоторых типах бериллиевых месторождений невозможно обойтись без проведения буровых работ. Ярким примером может служить сложная морфология рудных тел и зон бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов с развитием сложных, нередко слепых рудных тел.

Установление возможной глубины распространения бериллиевой минерализации естественно, необходимо для оценки бериллиевого оруденения всех промышленных типов. В общем случае для этого привлекаются различные геолого-минералогические критерии оценки: наблюдаемый в современном рельефе размах оруденения по вертикали, результаты изучения первичных ореолов и др. Анализ строения ореолов, их зональность, изменения индикаторных отношений и сопоставление с известными эталонами служит основанием для более надежного подсчёта прогнозных ресурсов по категории P_1.

При оценке прогнозных ресурсов бериллия по категориям P_1 и P_2 в отдельных случаях рекомендуется использовать метод подсчета, основанный на определении продуктивности ореолов. Продуктивность выражается в метропроцентах содержания Be для подсчётного слоя в 1 м по формуле:

$$P = \Delta x l_i (\sum_n c_x - nC_ф), \text{ где}$$

Δx – расстояние между точками пробоотбора по профилю, м,

l_i – расстояние между профилями, м,

$\sum_n c_x$ – арифметическая сумма всех содержаний металла для всех точек в контуре, %,

$C_ф$ – значение местного геохимического фона, %,

n – количество точек, вошедших в подсчет.

Продуктивность ореолов в слое мощностью 1 м можно выразить в запасах металла по формуле: $q = p\,(1\text{ м}) \cdot d \cdot 10^{-2}$, где

d – объемная масса породы,

10^{-2} - коэффициент пересчета, содержания металла, выраженного в процентах, на 1 т.

Прогнозные ресурсы металла в недрах определяются по формуле:

$$Q_H = 1/k \cdot qH, \text{ где}$$

k – коэффициент пропорциональности, выражающий зависимость между количеством металла в ореолах и рудных телах. Данный коэффициент сохраняет свое значение для подсчёта продуктивности и количества металла в слое мощностью 1 м,

H – глубина подсчета, учитывающая геологические особенности по аналогии с промышленными месторождениями бериллия.

Следует пояснить, что подсчет прогнозных ресурсов по данной методике дает занижение запасов, когда эрозией вскрыты верхние части месторождения и при наличии слепых рудных тел. При значительно эродированном месторождении, на уровне корневых частей, происходит завышение прогнозных ресурсов.

Конечно, приведенные выше методика и формулы могут применяться, когда горными или буровыми работами однозначно доказано, что мы имеем дело с остаточным ореолом рассеяния, выявленным и детализированным при проведении поисковых работ м-ба 1:10 000 – 1:5000. При подсчете прогнозных ресурсов необходимо также вводить поправочный коэффициент на нахождение некондиционных руд в недрах по аналогии с хорошо изученными месторождениями бериллия. Прогнозные ресурсы при этом уменьшаются на 20-40%.

10.6. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных месторождений бериллия и объектов с высококачественным сырьём

Согласно критерию П. Лазнички [12], ни одно из известных бериллиевых месторождений не относится к уникально крупным (гигантским) объектам. Однако в каждом из четырёх промышленных типов собственно бериллиевых месторождений оценены и разведаны месторождения (Спор-Маунтин, Ермаковское, Пержанское, Тор-Лейк, Снежное), которые по запасам богатых руд резко (на порядок) выделяются на фоне всех остальных месторождений и в этом смысле уникальны по своим промышленным параметрам [11]. Кроме того, известны два комплексных месторождения апокарбонатно-редкометалльно-флюоритовых метасоматитов с весьма крупными запасами не только флюорита, но и бериллия (Вознесенское и Пограничное). Эти месторождения относятся к разным генетическим группам и промышленным типам (см. табл. 10.2, 10.3, 10.5, 10.6), и характеризуются своими специфическими особенностями локализации. Для выработки критериев прогноза подобных месторождений можно использовать признаки указанных объектов, а также целый ряд критериев прогноза гигантских месторождений литофильных редких элементов, имеющих с бериллием некоторое металлогеническое родство. На этом основании в качестве главных прогнозных критериев можно выделить ряд геологических, петрографических, литологических и минералого-геохимических особенностей рудных районов с уникально крупными месторождениями бериллия.

1. Все уникальные и крупные месторождения находятся в пределах протяжённых тектонических зон, образующих глобальную регматическую сеть (Таймыро-Малайзийская, Верхояно-Марианская и др.). Рудные районы приурочены к узлам пересечения глубинных региональных разломов, в которых возникали длительно существовавшие проницаемые трещинные зоны, своими корнями достигавшие верхнемантийных флюидно-магматических очагов.

2. Рудные районы связаны с глубоко дифференцированными многофазными магматическими комплексами, включающими на заключительных фазах редкометалльные гранитоидные породы. По изотопным данным (Sr, Nd) [7] интенсивная кристаллизационная дифференциация гранитоидных магм, завершившаяся образованием редкометалльных гранитов, осуществлялась в относительно короткий промежуток времени. Несмотря на относительную краткость процессов кристаллизационной дифференциации общее развитие рудно-магматических систем для формирования крупномасштабных месторождений должно быть длительным (70 – 88 млн. лет). Благоприятно проявление гранитного магматизма в условиях протяжённого по вертикали канала, что способствует максимально полной дифференциации расплавов, завершающейся кристаллизацией протолитионитовых гранитов литий-фтористого типа, и продолжительное поступление глубинных щёлочно-фторидных флюидов, помимо растворов, отделившихся от закристаллизовавшихся редкометалльных интрузивов.

Для регионов с бертрандит-аргиллизитовыми и бертрандит-фенакит-флюоритовыми метасоматитами характерны бимодальные вулканические и плутонические комплексы повышенной щёлочности от трахибазальтов до риолитов, эгириновых и щелочных лейкогранитов (Провинция Хребтов и Бассейнов, Западное Забайкалье).

Богатые бериллиевые руды и Nb-Ta оруденение в плутоногенных полевошпатовых метасоматитах (Тор-Лейк, Канадский щит) образовались в крупном концентрически-зональном массиве габбро-анортозитов, рибекитовых гранитов и сиенитов.

В гранитных комплексах, с которыми связаны берилл-слюдяные метасоматиты и минерализованные зоны дробления с фенакитом (Снежное, Саяны) или апокарбонатные Be-флюоритовые метасоматиты (Вознесенское, Пограничное, Приморье), завершающие фазы представлены протолитионитовыми литий-фтористыми разностями, включающими Nb-Ta оруденение.

На роль первичного обогащения рудоносных магм бериллием высказываются противоречивые взгляды. Опубликовано большое количество работ, в которых показано повышенное содержание Be в рудоносных гранитоидах, но не исключено, что оно возникает при постмагматических процессах. В результате исследования состава включений в гранитоидах и физико-химических расчётов [14] обосновывается точка зрения, что в обогащении постмагматических флюидов бериллием решающую роль играет не его повышенное содержание в магме, а присутствие комплексообразующих компонентов, экстрагирующих Be во флюид по мере фракционной кристаллизации расплава.

По-видимому, не существует возрастных ограничений для формирования магматических комплексов, продуцирующих крупные месторождения Be, так как их возраст имеет диапазон от верхнего протерозоя до кайнозоя.

3. Для гигантских и крупных месторождений других полезных ископаемых (Nb, Sn, W) весьма характерна связь с производными мантийного магматизма. Прямой связи с мантийными магматическими породами для бериллия не обнаруживается, но, очевидно, в уникальных рудных узлах внедрение мантийных диапиров, глубинные тепловые и флюидные потоки инициировали продуктивный гранитный магматизм. Поэтому благоприятны геохимические (в том числе изотопные) признаки поступления мантийного вещества в рудно-магматическую систему. В первую очередь исследователи обращают внимание на присутствие в крупных рудных полях дайковых серий базитового состава и особенно - пикродолеритов. Первоначально такие серии рассматривались с чисто структурной точки зрения – как индикаторы хорошо проработанных тектонических зон с глубинными корнями, которые служили каналами поступления рудообразующих магм и флюидов [3]. В последние годы развиваются представления о генетической связи бериллиевого оруденения с бимодальными магматическими комплексами, включающими не только щелочные или субщелочные граниты, но также карбонатиты [9] и кимберлиты [4].

Решающее влияние поступления мантийного вещества на образование уникально крупных месторождений соответствует понятию о "нелинейной" металлогении [15], так как масштаб рудогенеза связан не только со строением рудоносного блока земной коры, но и структурой более глубоких геосфер, вплоть до ядра, над которым располагался этот блок в период проявления магматизма и рудообразования. Очевидно, при дальнейшем развитии теоретических основ прогнозирования будут разрабатываться палеодинамические реконструкции, которые позволят ретроспективно устанавливать активные флюидоносные участки мантии.

4. Преобладающая часть крупных месторождений бериллия локализована вне интрузивов, обычно над куполами и боковыми апофизами гранитоидных массивов в результате метасоматического замещения, поэтому состав вмещающих пород играет существенную роль при рудообразовании.

Для осаждения значительных масс бериллия важно наличие в стратиграфическом разрезе достаточно мощных толщ карбонатных пород, которые служат благоприятной вмещающей средой для метасоматических реакций связывания фтора и как следствие - разложения фторкомплексных соединений бериллия, являющихся главной формой масштабной геохимической миграции этого элемента. Для реализации роли карбонатных толщ в качестве эффективного геохимического барьера необходимо наличие развитой сети оперяющих разломы трещинных зон, которые служат рудоподводящими и рудораспределяющими каналами, а также перекрывающих эти каналы экранов слабо проницаемых пород.

На вулканогенно-гидротермальном месторождении Спор-Маунтин карбонатные толщи являются не вмещающими, а подстилающими, и карбонатный материал вынесен в зону рудоотложения на склоны стратовулкана в виде обломков вместе с туфами, лавами и пеплом.

5. Крупные месторождения формируются длительно в результате многостадийных процессов, включающих широкий дорудный метасоматоз, несколько рудных стадий и пострудное образование надрудных и околорудных минеральных ореолов. Следствием этого для таких месторождений характерно большое разнообразие минерального состава руд, в частности, бериллиевые минералы, как правило, представлены тремя – шестью видами. Минералогическим признаком крупномасштабных месторождений служат также большие диапазоны количественных характеристик свойств минералов (химический состав, распределение РЗЭ, концентрация парамагнитных центров, люминесценция).

Например, сложное многостадийное образование апокарбонатного оруденения крупного масштаба Вознесенского рудного района в Приморье нашло своё отражение в разнообразии типоморфных свойств минералов, и широкая дисперсия числовых значений этих свойств может служить индикатором масштабности месторождений. От крупных к средним и мелким объектам во флюорите понижаются значения отношения HLn/LLn (TR_Y/TR_{Ce}), концентрации Mn^{2+} и интенсивности TR^{2+}, и повышаются отношения La/Yb и содержание Eu, а также частота встречаемости центра Mn^{2+} в тонких вростках кальцита. Таким образом, при формировании крупных месторождений по сравнению с мелкими объектами более интенсивно проявлены высокотемпературные стадии [8].

Еще более четкие различия между объектами разного масштаба проявляются по амплитуде колебаний численных значений свойств флюорита, которая может быть выражена величиной отношений средних к стандартному отклонению *x/s* или максимальных и минимальных значений max/min индикаторных признаков флюорита из апокарбонатных руд.

6. Образование уникально богатых высококачественных руд в первую очередь определяется локальными факторами: составом рудообразующих флюидов, составом вмещающих пород и структурными условиями. Высокая концентрация бериллия в растворах достигается в результате глубокой дифференциации магматических комплексов при определённом составе летучих минерализаторов (F, S и др.), которые обеспечивают полную экстракцию Be из расплава [14]. Наиболее благоприятными рудовмещающими породами являются известняки, особенно органогенные, обладающие как высокой химической активностью, так и повышенной пористостью и проницаемостью. Наконец, очень важный фактор - наличие плотных экранов, перекрывающих трещинные зоны, фокусирующие флюидные потоки. Например, на Ермаковском месторождении таким экраном служит пологий габброидный силл, а на месторождении Сьерра-Бланка (США) – нижняя кровля лакколита.

Литература

1. Архангельская В.В. Линеаментная минерагения СССР / М.: Недра, 1990.

2. Бериллий России: Состояние, проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы / Куприянова И.И., Шпанов Е.П. и др. АОЗТ "Геоинформмарк". М.: 1996. 39 с.

3. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия / А.И. Гинзбург, Н.П. Заболотная, И.И. Куприянова и др. – М.: Недра, 1975. 248 с.

4. Говоров И.Н., Благодарёва Н.С., Журавлёв Д.З. Петрогенезис флюоритовых месторождений Вознесенского района (Приморье) по данным Rb-Sr-изотопии магматических и метасоматических пород // Тихоокеанская геология, 1997, т. 16, № 5. С. 60 – 69.

5. Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия / А.И. Гинзбург, Н.П. Заболотная, И.И. Куприянова и др. – М.: Недра, 1977, 230 с.

6. Клюев О.С. Первичные (эндогенные) геохимические ореолы месторождений бериллиевого оруденения // Геохимические критерии прогнозирования и поисков рудных месторождений – М.: ИМГРЭ, 1973.

7. Костицын Ю.А. Накопление редких элементов в гранитах // Природа, 2000, № 1. С. 21 – 31, № 2, с. 26 – 34.

8. Куприянова И.И., Кукушкина О.А. Типоморфизм минералов и геолого-генетические модели эндогенных редкометалльных месторождений. Под ред. Г.А. Машковцева и В.И.Кузьмина // «Минеральное сырьё», 2001, № 12. М.: ВИМС. 145с.

9. Лыхин Д.А., Костицын Ю.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Рипп Г.С. Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением // Геология рудных м-ний, 2001, т.43, № 1. С. 52 – 70.

10. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых. Ч. 5. Оценка прогнозных ресурсов редких элементов / М.: ВНИИЗарубежгеология, 1989. С. 24 – 43.

11. Минеральное сырьё. Бериллий / Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Новикова М.И., Журкова З.А., Румянцева Г.Ю. Справочник. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1998. 43 с.

12. Осокин Е.Д., Алтухов Е.Н., Кравченко С.М. Критерии выделения, особенности формирования и локализации гигантских месторождений редких элементов // Геология рудных мний, 2000, т. 42, № 4. С. 389 – 396.

13. Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Под ред. В.Т. Покалова / М.: Недра, 1982.

14. Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. Be-носные сульфатно-фторидные рассолы – продукт дистилляции остаточных пегматитов щёлочно-гранитоидной интрузии (Ермаковское F-Be-месторождение, Забайкалье) // Геохимия, 1999, № 10. С. 1096 – 1111.

15. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. Отв. ред. Н.А. Шило / М.: Наука, 1985. 325 с.

11. ПЛАВИКОВЫЙ ШПАТ

Плавиковый шпат (флюорит) – экономически и стратегически важное полезное ископаемое. В виде концентратов и продуктов их переработки он широко используется в современных отраслях промышленности, главным образом металлургической, химической, оборонной, в машиностроении, атомной энергетике, в сварочном, стекольном, эмалевом и других производствах.

11.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и связь с геологическими формациями. Формационно-генетическая классификация

Плавиковошпатовое оруденение размещается в разновозрастных коллизионно-аккреционных складчатых областях и меньше - в пределах древних кратонов, где образование месторождений флюорита происходило неоднократно, начиная с протерозоя и кончая кайнозоем. Особо продуктивным явилось фанерозойское время, в течение которого интенсивность оруденения нарастала от древних эпох к молодым в соответствии с общим ростом степени зрелости континентальной коры и ее тектонической переработки.

В общерегиональном плане месторождения и рудопроявления флюорита контролируются поясами и крупными ареалами щелочного, субщелочного и реже - известково-щелочного (преимущественно бимодального) магматизма в зонах тылового рифтогенеза на активных палеоконтинентальных окраинах андского типа, в рифтах, связанных с континентальной коллизией, и на площадях развития внутриплитного рифтогенеза. Ассоциированность проявлений флюорита с ареалами щелочных и субщелочных серий находится в соответствии с постоянной обогащенностью литофильными элементами и фтором этих мантийных и коровых пород.

Большинство региональных флюоритоносных поясов, включая наиболее продуктивные, совмещаются с тыловыми зонами вулкано-плутонических поясов, которые телескопированы на аккреционно-блоковый фундамент активных континентальных палеоокраин. Структуры фундамента сформированы в предшествующие эпохи орогенеза; они имеют гетерогенное мозаичное строение и представлены, как правило, коллажем террейнов, реликтами досреднерифейских микроконтинентов, комплексами прошлых пассивных и активных континентальных окраин, фрагментами океанической коры и т.п. К основным на территории бывшего СССР относятся Восточно-Забайкальская ветвь Монголо-Забайкальского флюоритоносного пояса, Западно-Забайкальский, Казахстанско-Северо-Тяньшаньский флюоритоносные пояса и Ханкайская флюоритоносная зона.

В составе этих минерагенических подразделений присутствуют месторождения и рудопроявления самых разнообразных формационно-генетических типов, содержащих в тех или иных количествах плавиковый шпат. Однако к промышленным на флюорит относятся только те месторождения, которые обладают рентабельными для отработки запасами руд, где плавиковый шпат представляет собой единственное или главное полезное ископаемое, содержащееся обычно в количестве не менее 28-30%. Для решения задач прогноза и поисков таких объектов наиболее эффективна формационно-генетическая систематика флюоритовых месторождений – она не только унифицирует разные по составу и условиям образования типы оруденений, но и отражает их устойчивые связи с определенными геодинамическими обстановками, структурами, магматизмом и другими геологическими факторами.

Основные запасы и объем производства плавикового шпата в мире связаны с месторождениями следующих формационно-генетических типов: **флюоритового гидротермального (эпитермального), редкометалльно-флюоритового грейзенового (апокарбонатно-грейзенового),**

редкоземельно-флюоритового карбонатитового и флюоритового гидротермально-осадочного и осадочного (табл. 11.1).

Особо широко в мире распространены эпитермальные флюоритовые месторождения. С редкометалльно-флюоритовыми, редкоземельно-флюоритовыми и другими типами месторождений плавикового шпата связано 15-16% мировых запасов, сосредоточенных в единичных разрабатываемых рудных объектах каждого вида сырья, как правило, крупных и очень крупных.

В России (и СНГ) практически всю добычу плавикового шпата обеспечивают эпитермальные флюоритовые и грейзеновые редкометалльно-флюоритовые месторождения.

Флюоритовые гидротермальные (эпитермальные) месторождения заключают в себе более 70% разведанных запасов в СНГ и около 50% в Российской Федерации, в том числе все месторождения высококачественных руд. Они распространены в Забайкалье, на территориях Читинской области (Гарсонуйское, Уртуйское, Гозогорское, Бугутуро-Абагайтуйская группа и др.) и Республики Бурятия (Наранское, Эгитинское и др.), а также в Казахстано-Северо-Тяньшанском поясе, главным образом в пределах Кендыктасского плато (Таскайнарский флюоритоносный узел), Западного Прибалхашья (Кулан-Кетпесская и Мынаральская группы), Чаткало-Кураминской зоны (Суппаташ, Наугискен, Агата-Чибаргата, Наугарзан, Канимансур и др.), Кугитангского и Гиссаро-Каратегинского районов (Кугитанг, Такоб, Могов, Красные Холмы и др.). Отдельные месторождения известны в Алтае-Саянской области (Каянчинское) и в ряде других районов бывшего СССР.

Плавиковошпатовые руды образуются в обстановке субвулканической фации глубинности и кристаллизуются преимущественно в диапазоне температур 200-100^{0}С из фтороносных водно-солевых растворов невысокой плотности на фоне тектонических подвижек, определивших стадийность процесса минералообразования. Наиболее типична региональная совмещенность флюоритоносных площадей с зонами тылового рифтогенного вулканоплутонического магматизма активных континентальных окраин, но сами месторождения формируются только после прекращения интрузивно-эффузивной деятельности и консолидации молассово-вулканогенного выполнения депрессий. Флюоритообразование инициируется собственно тектонической (дизъюнктивной) активностью, нарушающей структуры вулканогенов. Вместе с тем породы вулканогенных разрезов впадин и комагматичных вулканитам интрузий приподошвенных частей и горстового обрамления депрессий служили важнейшим источником фтора, мобилизованного метеорными водами в ходе региональной пропилитизации и аргиллизации субстрата. Такие воды, накапливаясь в основании депрессий и метаморфизуясь, приобретали характер фтороносных терм и создавали напорные гидросистемы, которые затем вскрывались разломами. В крутопадающих дренирующих разрывных нарушениях при смешивании восходящих фтороносных терм, ставших в процессе метаморфизации безкальциевыми и субщелочными, с нисходящими холодными кальцийсодержащими поверхностными водами, имеющими кислую реакцию, отлагались жильные плавиковошпатовые тела. Если фтороносные термы попадали в послойные и субсогласные нарушения среди карбонатных пород, принадлежащих либо молассоидным частям разрезов вулканотектонических впадин, либо комплексам нижнего структурного этажа, то с участием фторного метасоматоза субстрата формировались стратиформные эпитермальные залежи [1].

В зависимости от особенностей образования месторождения подразделяются на два формационно-генетических подтипа: 1) ***сульфидный флюоритовый*** с рудами, содержащими до 3-4%, иногда больше, галенита, сфалерита, пирита, халькопирита, других минералов и 2) ***малосульфидный флюоритовый***, где рудные минералы имеют значение акцессориев. Первый подтип включает сульфидно-барит-кварц-флюоритовые и сульфидно-(кварц, кальцит)-флюоритовые месторождения, а второй – кварц-флюоритовые, карбонатно-(кварц)-флюоритовые и барит-(кварц, кальцит)-флюоритовые. Основу руд составляют флюорит (до 90-95%) и кварц (до 70%). Кальцит, доломит, анкерит, сульфиды (галенит, сфалерит, пирит, халькопирит), барит, селлаит, адуляр, глинистые минералы встречаются в различных, иногда заметных количествах.

При общности происхождения сульфидные флюоритовые месторождения отличаются от малосульфидных, помимо состава, более значительными глубинами и температурами минералоотложения, а также повышенными начальными давлениями фтороносных растворов. Во многих флюоритоносных провинциях в течение одного минерагенического этапа формировались месторождения плавикового шпата разного состава, причем нередко они связаны переходами

Таблица 11.1

Формационно-генетическая классификация месторождений плавикового шпата

Формационно-генетические типы и подтипы оруденения, типичные объекты	Формационная принадлежность вмещающих пород	Формации околорудных метасоматитов	Характер связи с магматизмом. Ассоциирующие магматические комплексы	Геотектоническая позиция	Структурная позиция рудных полей и месторождений
1	2	3	4	5	6
1. Флюоритовый гидротермальный (эпитермальный). 1.1.Эпитермальный малосульфидный флюоритовый. Наран, Уртуй (Россия), Таскайнар (Казахстан), Янцзя-Уи (Китай)	Интрузивные (преимущественно гранитоидные) и молассово-вулканогенные вулканоплутонических поясов. Морские терригенно-карбонатные шельфовые (часто фосфоритоносные) чехлов микроконтинентов. Метаморфические комплексы микроконтинентов	Дорудных – пропилиты, синрудных – березиты, аргиллизиты	Связь с магматизмом пространственно-структурная, опосредованная эпигенетическим заимствованием фтора из магматитов. Сочетание вулканитов и интрузий субщелочно-базальтовой, щелочной (со щелочными габброидами) и кислой (с разностями щелочного ряда) серий с проявлениями известково-щелочного магматизма	Главным образом ареалы континентального рифтогенного магматизма на блоках микроконтинентов и их карбонатных чехлах, принадлежащие тыловым зонам вулканоплутонических поясов континентальных окраин андского типа, реже – эпикратонным рифтам и рифтам зон континентальной коллизии	Зоны молодых крутых и пологих дизъюнктивов в прибортовых, приподошвенных и (реже) центральных частях вулканотектонических впадин и их горстовом обрамлении
1.2. Эпитермальный сульфидный флюоритовый Наугарзан, Такоб (Таджикистан), Гаррахов (Чехия)	Преимущественно алюмосиликатные. Интрузивные (главным образом гранитоидные) и вулканогенные вулканоплутонических поясов. Метаморфические (гнейсовые и гнейсово-гранитные) комплексы микроконтинентов	Дорудных – альбититы, пропилиты, синрудных – аргиллизиты			
2. Редкометалльно-флюоритовый грейзеновый. 2.1. Апокарбонатный слюдисто-редкометалльно-флюоритовый. Вознесенское (Россия), Солнечное (Казахстан), Лост-Ривер (США)	Морские терригенно-карбонатные шельфовые (часто фосфоритоносные) чехлов микроконтинентов. Карбонатные молассоидные вулканотектонических впадин	Дорудных – скарны, ранние топазовые грейзены, микроклиниты, альбититы; синрудных – десилицированные грейзены, березиты	Связь с магматизмом генетическая. Редкометалльные граниты литий-фтористого геохимического типа и их субвулканические аналоги	Ареалы гранитного известково-щелочного и субщелочного магматизма на карбонатных шельфовых чехлах микроконтинентальных блоков, принадлежащие тыловым зонам вулканоплутонических поясов континентальных окраин андского типа и зонам континентальной коллизии	Дизъюнктивно нарушенные негативные структуры карбонатного чехла горстовых блоков микроконтинентов (или карбонатных молассоидов вулканотектонических впадин), прорванные штоками редкометалльных гранитов

Продолжение табл. 11.1

1	2	3	4	5	6
3. Редкоземельно-флюоритовый карбонатитовый. Большетагнинское (Россия), Окорузу (Намибия), Амба-Донгар (Индия)	Карбонатиты и щелочные магматиты, реже – метаморфические, карбонатные и др. породы экзоконтактов массивов	Щелочные метасоматиты, продукты гематитизации, карбонатизации, апатитизации, флюоритизации. Фениты – в породах рамы массивов	Связь с магматизмом генетическая. Серия щелочных пород с карбонатитами (в составе ассоциаций преобладают йолиты, нефелиновые и щелочные сиениты)	Ареалы и отдельные массивы щелочных с карбонатитами пород в зонах эпикратонного рифтогенеза	Грабены (поперечно симметричные и асимметричные) в осевых частях и на плечах рифтовых зон и авлакогенов, локализующие штоки щелочных с карбонатитами пород
4. Флюоритовый гидротермально-осадочный и осадочный. 4.1. Гидротермально-осадочный малосульфидный (песчано-глнистый) флюоритовый. Пьянчиано, Санта-Мария-ди-Сала (Италия), Сумочаганаобао (Китай)	Вулканогенно-молассовые (туфогенно-известково-песчано-глинистые) вулканотектонических депрессий	Аргиллизиты (монтмориллонитизация) цеолитизиты	Связь с магматизмом пространственно-структурная, опосредованная эпигенетическим заимствованием из магматитов фтора. Вулканиты базальт-щелочно-базальтовой, субщелочной базальтовой и щелочной серий	Ареалы континентального рифтогенного магматизма в тыловых частях зон континентальной коллизии и тыловых зонах вулканоплутонических поясов континентальных окраин андского типа	Озерные и лагунные бассейны вулканотектонических депрессий и вулканических кальдер
4.2. Осадочный малосульфидный и сульфидный флюоритовый. Эшвеге, Кашвиц (Германия), Сьера-де-База (Испания)	Доломиты и (реже) терригенные породы в составе эвапоритовых формаций			Синеклизы карбонатных чехлов древних и молодых платформ и пассивных окраин континентов; рифтовые долины	Мульды, впадины, части синеклиз, сформированные до или в процессе эвапоритового осадконакопления (палеолагуны, отгороженные барьерными рифами от материнских морей)

по латерали и особенно по вертикали со сменой на глубине сульфидными малосульфидных флюоритовых.

Редкометалльно-флюоритовые грейзеновые месторождения редки. В России известны только единичные промышленные объекты этого типа (м-ния Вознесенское и Пограничное, Приморский край), однако на их долю приходится около половины всех балансовых запасов плавиковошпатовых руд страны. За рубежом к уникальным принадлежит месторождение Лост-Ривер, хребет Йорк, Аляска (США). Отдельные, заметно менее масштабные рудные объекты известны в Центральном Казахстане (м-ние Солнечное) и Средней Азии (м-ние Шабрез).

Грейзеновое редкометалльно-флюоритовое оруденение пространственно и генетически связано с поздними дифференциатами известково-щелочных кислых магм – гранитами литий-фтористого геохимического типа. Только от магм такого (онгонитового) состава (высокофтористых, высокоплюмазитовых, высококремнекислых, субщелочных) фторсодержащие флюиды могут отделяться в количестве, достаточном чтобы обеспечить продуктивный флюоритоворудный процесс. Кроме собственно флюидного выноса фтора, вероятно, имела место и постмагматическая (автометасоматическая) его мобилизация из уже консолидировавшихся гранитов. При наложении фтороносных флюидов на вмещающие породы образуются редкометалльно-флюоритовые залежи: апокарбонатные, апоскарновые и апогранитные со своей спецификой в минеральном составе. Рудообразование включает несколько многостадийных этапов, причем флюоритоносные метасоматиты формируются в ходе поздней грейзенизации (грейзенизация II этапа), которой предшествуют скарнирование, ранняя топазовая грейзенизация с сопутствующей микроклинизацией и этап фельдшпатизации (альбитизации) пород [18]. Основная масса флюорита отлагается в интервале 270-100^{0}С при давлениях 0.5-0.6 кбар, хотя начало выделения этого минерала отвечает более высоким Р-Т параметрам флюидной системы.

Промышленное значение имеют главным образом месторождения и рудные тела апокарбонатного подтипа и отдельные апогранитные залежи, занимающие позицию сателлитов апокарбонатного оруденения (Пограничное м-ние). Морфологически сложные трубообразные и столбообразные, пологие линзо- и пластообразные рудные залежи локализуются в экзоконтактовой и надинтрузивной зонах гранитных апофиз и штоков. По составу апокарбонатные руды отвечают мало- или безкварцевым слюдисто-флюоритовым грейзенам. Они содержат флюорит (20-60%), слюду (мусковит, эфесит, лепидолит, циннвальдит, фенгит, флогопит) - (8-40%), топаз (до 20-40%), турмалин (до 20-30%), хризоберилл, фенакит, эвклаз, полевой шпат, криолит, скаполит, галлуазит, остаточный кальцит. Встречаются рутил, селлаит, касситерит, вольфрамит, пирит, галенит, сфалерит и целый ряд других минералов.

Другие типы месторождений флюорита не имеют пока промышленных представителей в бывшем СССР, однако их выявление здесь в дальнейшем совсем не исключено. Основные формационно-генетические признаки этих месторождениях систематизированы в табл. 11.1. Известные в нашей стране карбонатитовые редкоземельно-флюоритовые месторождения Большая Тагна (Вост. Сибирь) и Карасуг (Центральная Тува) из-за сложности состава руд и невысокого содержания флюорита не вызывают интереса промышленности как источник получения плавикового шпата.

Кроме собственно плавиковошпатовых объектов существует обширная группа флюоритсодержащих месторождений – вольфрам-молибденовых, оловянных, бериллиевых, свинцово-цинковых, сурьмяно-ртутных, урановых и других, в рудах которых плавиковый шпат присутствует в качестве второстепенного компонента (с содержанием от первых процентов до 10-12%, редко более). Из таких руд в России флюорит не извлекается, хотя Киргизия получает небольшое количество плавикового шпата при эксплуатации флюоритсодержащих сурьмяно-ртутных месторождений Хайдаркан и Новое.

11.2. Промышленные типы месторождений

С учетом условий залегания, размеров и морфологии флюоритоносных тел, минерального состава, технологических свойств и экономической значимости руд разные по формационно-генетической принадлежности месторождения плавикового шпата подразделяются на несколько промышленных типов (табл. 11.2). Отметим, что промышленная систематика месторождений в отличие от формационно-генетической основана на комплексе характеристик, предъявляемых современными требованиями промышленности, и отвечает прежде всего задачам разведочных работ.

По величине запасов (млн. т) промышленные флюоритовые месторождения подразделяются на мелкие (0.5-2.0), средние (2.0-5.0), крупные (5.0-10.0) и очень крупные (свыше 10.0). В зависимости от содержания флюорита среди руд различают богатые (более 50%), средние (50-35%) и рядовые (меньше 35%). К высококачественным относятся простые по минеральному составу легкообогатимые руды, содержащие не менее 50% флюорита при низких значениях вредных примесей (S, Fe, P и др).

Эпитермальные месторождения образуют три промышленных типа: **малосульфидный флюоритовый стратиформный**, **малосульфидный флюоритовый выполнения разрывных структур** и **сульфидный флюоритовый выполнения разрывных структур**. В целом количественно преобладают промышленные типы с жильными месторождениями, они чаще локализуются в алюмосиликатной среде и представлены в большинстве своем мелкими и средними по запасам флюоритовыми объектами. Лишь единичные из них содержат 8-10 млн. т руды. Залегающие преимущественно в карбонатных породах стратиформные месторождения встречаются реже, но они, как правило, более крупные, чем жильные. Запасы стратиформных залежей на некоторых месторождениях (рудных полях) достигают 17-20 млн. т.

Из отдельных малосульфидных жил и залежей добывают дефицитный кусковой плавиковошпатовый концентрат для металлургии. Такие тела встречаются редко и обладают небольшими, но высокоценными запасами сырья, что определяет экономическую целесообразность их отработки. Из сульфидсодержащих плавиковошпатовых руд наряду с флюоритом попутно извлекают свинец, цинк и другие полезные компоненты. Карбонатно-(кварц)-флюоритовые руды на эксплуатируемых объектах имеют ограниченное распространение, они слагают запасы некоторых резервных месторождений.

Редкометалльно-флюоритовые грейзеновые месторождения относятся к двум промышленным типам: **мусковит (турмалин)-фенакит-флюоритовому** с сопутствующей танталовой и оловянной минерализацией (Вознесенское м-ние) и **мусковит-хризоберилл-топаз-флюоритовому** с сопутствующей вольфрам-молибденовой минерализацией (Солнечное м-ние) – IV и V типы в табл. 11.2. Иногда среди рудных объектов IV типа встречаются месторождения, обладающие отдельными признаками V типа. За исключением России рассматриваемые месторождения нигде в мире не разрабатываются. Их руды вследствие тонкого взаимного прорастания флюорита, слюд, бериллиевых и других минералов труднообогатимы и пригодны только для получения флотационных концентратов.

Основные признаки промышленных флюортитоворудных объектов других типов систематизированы в табл. 11.2.

С учетом изложенного методика оценки прогнозных ресурсов руд разработана для наиболее важных в практическом отношении флюоритовых гидротермальных (эпитермальных) и редкометалльно-флюоритовых грейзеновых месторождений.

11.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания

Объектами прогнозирования служат флюоритоносные минерагенические зоны (районы), узлы и рудные поля, геологическое строение которых указывает на возможность выявления новых продуктивных концентраций плавикового шпата, а также участки, где поисковые признаки, отражающие наличие рудных образований, сконцентрированы на локальных площадях, близких к средним размерам месторождений флюорита. Что касается региональных флюоритоносных поясов с традиционными типами плавиковошпатового оруденения, то на территории России практически все они уже выявлены.

Пространственные соотношения объектов прогнозирования разных рангов и их структурные позиции показаны на примере минерагенического районирования типовой по геологическому строению области развития эпитермального плавиковошпатового оруденения (рис. 11.1).

Флюоритоносные минерагенические зоны ($n\cdot10^3$-$n\cdot10^4$ км^2) и сопоставимые с ними по размерам рудные районы являются областями преимущественной концентрации оруденения в пределах флюоритоносных поясов, но могут иметь и самостоятельное значение. При ширине в десятки километров флюоритоносные зоны протягиваются на сотни километров вдоль основных систем региональных разрывных нарушений, обычно согласных с главнейшими складчатыми сооружениями рудных провинций. Будучи межблоковыми, зоны охватывают либо краевые части крупных наложенных молассово-вулканогенных депрессий и их складчатого обрамления, либо включают целиком небольшие впадины и межвпадинные выступы фундамента.

Таблица 11.2

Промышленные типы месторождений плавикового шпата

Тип месторождений	Минеральный тип руд	Породы вмещающие оруденение	Рудные тела					Среднее содержание флюорита, %	Размеры запасов сырья	Попутные компоненты	Способ отработки сырья	Примеры месторождений
			форма	залегание	размеры, м							
					простирание	падение	мощность					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
I. Гидротермальные (эпитермальные) флюоритовые месторождения												
1. Малосульфидный флюоритовый стратиформный	Карбонатно-флюоритовый, кварц-флюоритовый	Терригенно- и вулканогенно-карбонатные	Плаще-, куполо- и седлообразная, сложная	Согласное меж- и внутриформационное, пологое, реже среднена-клонное	До 1500	До 800 (по ширине)	До 50	30-60	От средних до крупных	Барит	Открытый, для нижних горизонтов месторождений иногда подземный	Таскайнар (Казахстан), Эгита (Россия), Бахуд (Афганистан), Кейвин-Рокк (США)
2. Малосульфидный флюоритовый выполнения разрывных структур	Кварц-флюоритовый, барит-(кварц, кальцит)-флюоритовый, селлаит-кварц-флюоритовый	Алюмосиликатные, реже другие	Жило-, линзо- и столбообразная, сложная	Секущее крутопадающее, реже среднена-клонное	До 3000	До 850-900	До 85	27-85	Мелкие и средние, редко крупные	Барит, селлаит	Подземный, для верхних горизонтов месторождений иногда открытый	Наранское, Уртуйское, Усуглинское (Россия), Борундур, Бэрх (Монголия), Дарем (Англия) и др.
3. Сульфидный флюоритовый выполнения разрывных структур	Сульфидно-барит-кварц-флюоритовый, сульфидно-(кварц, кальцит)-флюоритовый	Алюмосиликатные	Жило-, линзо- и плитообразная, сложная	То же	До 1500	До 600	До 40	29-42	То же	Pb, Zn, реже барит, Au, Ag, Cu, Bi	Обычно подземный. На крупных сульфидных флюоритовых месторождениях возможна селективная отработка флюоритовых и полиметаллических руд	Наугарзан, Такоб (Таджикистан), Бадам (Узбекистан), Гаррахов (Чехия), Силиус (Италия), Клара (Германия) и др.

Продолжение таблицы 11.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
II. Грейзеновые редкометалльно-флюоритовые месторождения												
4. Слюдисто-(турмалин)-фенакит-флюоритовый метасоматический	Мусковит-(турмалин)-фенакит-флюоритовый с оловянной минерализацией	Карбонатные и терригенно-карбонатные	Конусо-, линзо-, трубо- и пластообразная	Крутопадающее, реже пологие	До 800	До 1000	15-20	35-43	Крупные и очень крупные	Be, Sn, Zn, Ta, Nb, Li, Rb, Cs, реже W, Mo	Открытый или комбинированный	Вознесенское (Россия), Лост-Ривер (США)
5. Слюдисто-хризоберилл-топаз-флюоритовый метасоматический	Мусковит-хризоберилл-топаз-флюоритовый с вольфрам-молибденовой минерализацией, топаз-флюоритовый с бериллиевой минерализацией	Карбонатные и терригенно-карбонатные	Пласто- и линзообразная, сложная	Крутопадающее и слабонаклонное	Прожилковые зоны: До 1500; Жилообразные тела: До 600	Прожилковые зоны: До 700; Жилообразные тела: До 370	Прожилковые зоны: До 150; Жилообразные тела: До 150	30-45	От средних до мелких	Be, реже W, Sn, Mo, Pb, Zn, Bi	Комбинированный	Солнечное (Казахстан), Шабрез (Узбекистан)
III. Карбонатитовые редкоземельно-флюоритовые месторождения												
6. Редкоземельный апатит-гематит-карбонатно-флюо-ритовый	Апатит-гематит-(барит, доломит, анкерит)-кальцит-флюоритовый	Карбонатные, магматические и метасоматические щелочные породы, реже метаморфические образования	Линзо-, жило- и гнездово-вкрапленная	Согласное, реже секущее	До 1300	До 300	До 50-90	35-50	От мелких до очень крупных	P, барит, Nb, Ta, Zn, Sr, B, U, фторкарбонаты редких земель	Открытый	Амба-Донгар (Индия), Окорузу (Намибия)

Продолжение табл. 11.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
IV. Гидротермально-осадочные и осадочные флюоритовые месторождения												
7. Малосульфидный, баритфлюоритовый стратиформный	Баритфлюоритовый, баритфлюоритовый	Туфогенно-глинистые, терригенно-карбонатные	Пластовая, линзообразная	Согласное, пологое	Пластовые тела: площадь рудных тел до 4 км^2		0.5-15.0	40-56 (глинистые руды). 15-21 (песчанистые руды)	От средних до очень крупных	P, Sr, As, барит, Zn, Pb, Bi	Открытый	Пьянчиано, Пьян-Аута (Италия), Эшвеге, Кашвиц (Германия)
8. Малосульфидный баритгематитфлюоритовый стратиформный	Баритгематитфлюоритовый, баритфлюоритовый	Песчано-глинистые и известково-доломитовые	Пластообразная	Согласное, пологое	Размеры рудных тел в плане: 50x130*		4	25-30	То же	Барит, Fe, Pb, Zn, Sr	Открытый	Редутьер (Франция)
9. Сульфидно-флюоритовый стратиформный	Галенитсфалеритфлюоритовый с баритом	Туфогенно-глинистые	Пластообразная	Согласное, пологое	Размеры рудных тел в плане: 400x600*		15	10-50	От средних до крупных	Барит, Sr, Pb, Zn	Открытый	Сьерра-де-База, Сьерра-де-Гадор (Испания)

*Размеры пологих залежей руд в плане: (длина)x(ширина).

В пределах зон неоднократно возобновлялись магматические процессы и регенерировались разломы, сыгравшие определяющую роль в группировке проявлений флюоритсодержащего оруденения на площадях ранга рудных районов и узлов, разделенных слабоминерализованными территориями.

Отличительная особенность продуктивных флюоритоносных зон, как и поясов в целом, заключается в том, что возраст развитого в них эпитермального оруденения близок времени последнего проявления вулканоплутонического процесса, а сами магматические ареалы всегда принадлежат либо завершающему, либо позднему орогенному этапу формирования складчатых областей.

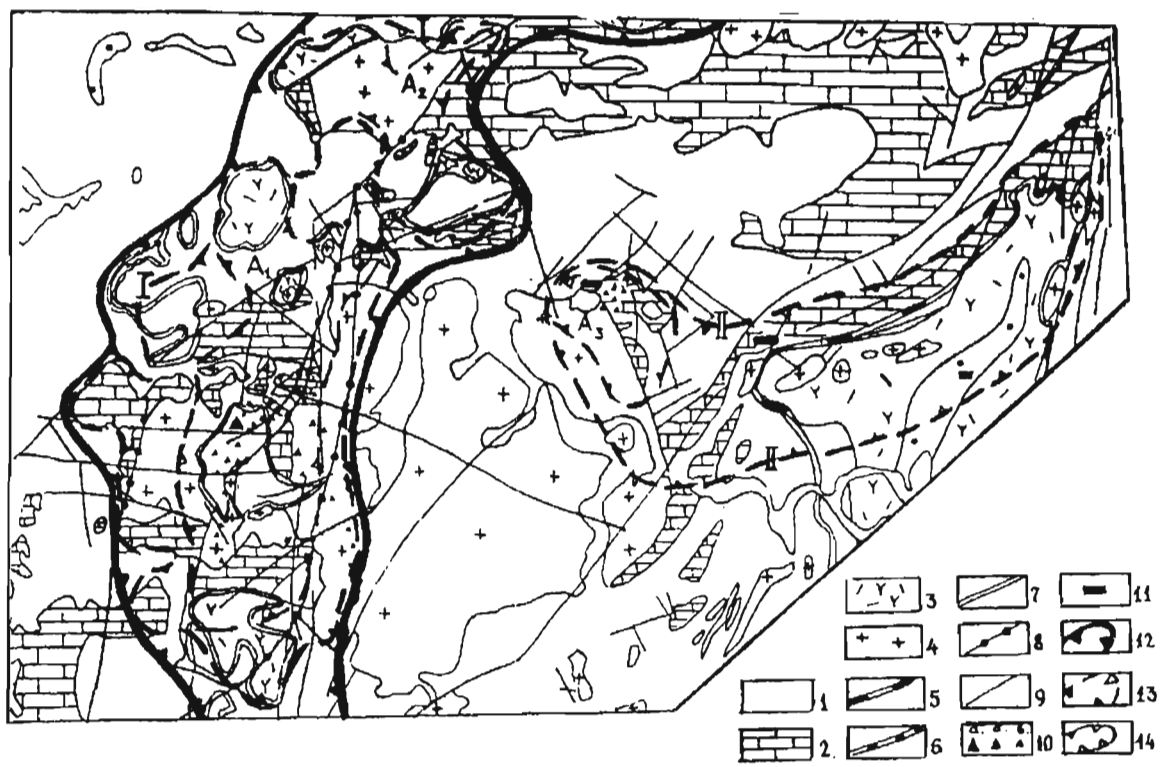


Рис. 11.1. Модельные соотношения минерагенической зоны, рудных районов и узлов с эпитермальным флюоритовым оруденением

Геологические формации: 1 – терригенная континентальная нелитифицированная, 2 - карбонатная, терригенно-карбонатная шельфовая, V-$Є_1$, 3 – терригенно-вулканогенная (сланцево-спилито-кератофировая) V-$Є_1$, 4 – гранит-лейкогранитовая PZ_{2-3} . Границы девонских вулканотектонических впадин, подстилаемых: 5 – терригенно-карбонатными формациями и гранит-лейкогранитами, 6 – преимущественно терригенно-карбонатными формациями, 7 – другими неидентифицированными формациями. Разрывные нарушения: 8 – рудоконтролирующие, 9 – прочие, 10 – флюоритовые эпитермальные объекты: а – месторождения, б – рудопроявления, в – точки минерализации; 11 – рудопроявления фосфоритов. Границы флюоритоносных подразделений: 12 – минерагенических зон, 13 – районов (I и II), 14 – рудных узлов (A_1, A_2, A_3).

Минерагенические зоны и районы с крупными месторождениями плавикового шпата эпитермального типа обычно характеризуются совмещением ареалов двух разновозрастных вулканоплутонических поясов, что делает их верхний структурный этаж двухярусным, а разрез вулканитов – увеличенной мощности. Необходимая особенность зон и районов с крупными редкометалльно-флюоритовыми месторождениями – развитие высокофтористых гранитов литий-фтористого типа среди пород карбонатного чехла в горстовых выступах досреднерифейского цоколя. Геологическое строение единственного в России района с промышленным редкометалльно-флюоритовым оруденением – Вознесенского, расположенного в юго-восточной окраинной части Ханкайского микроконтинента, приведено на рис. 11.2. Район занимает приподнятый блок каледонид с длительной структурой проницаемостью для разновозрастных магмо-флюидных систем, определивших его разнообразную рудоносность. Важно, что вмещающие нижнекембрийские терригенно-карбонатные толщи не только фосфоритоносны, но и содержат реликты изначально осадочных или гидротермально-осадочных флюорит-

полиметаллических концентраций [2]. Их фторовая составляющая, вероятно, ремобилизованная редкометалльным гранитным расплавом и непосредственно грейзеново-гидротермальными рудоносными растворами, могла способствовать уникально продуктивному флюоритообразованию [1].

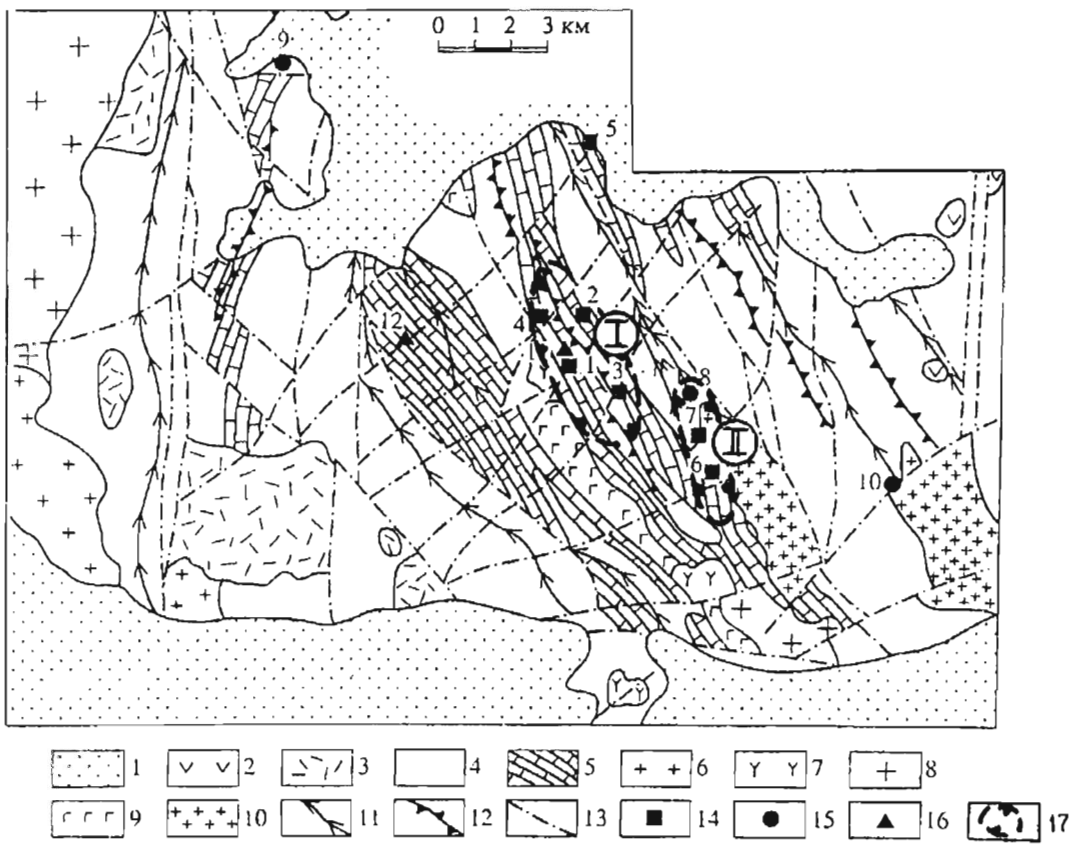


Рис. 11.2. Геолого-металлогеническая схема Вознесенского рудного района (по М.П. Материкову, Ю.С. Липкину, А.А.Рязанцеву с дополнениями авторов)

1 – отложения кайнозойских впадин; 2 – базальты, андезито-базальты неогена; 3 – липаритовые и кварцевые порфиры, туфы среднего-верхнего палеозоя; 4 – терригенные отложения нижнего кембрия (сланцы, алевролиты, песчаники); 5 – карбонатные отложения нижнего кембрия (известняки, доломиты, углисто-карбонатные сланцы); 6 – граниты и граносиениты верхнего палеозоя; 7 – гранит-порфиры и граносиенит-порфиры верхнего палеозоя; 8 – граниты среднего палеозоя (гродековские); 9 – габбро-монцонит-диориты нижнего палеозоя; 10 – граниты ордовика-силура (вознесенские); 11 – оси антиклинорий; 12 – оси синклинорий; 13 – тектонические нарушения; 14-16 – месторождения и рудопроявления рудных формаций: 14 – редкометалльно-флюоритовой, 15 – касситерит-турмалин-флюоритовой и касситерит-кварцевой, 16 – полиметаллически-скарновой; 17 – границы рудных полей (цифры в кружках): I-Северо-Вознесенского, II-Южно-Вознесенского). Месторождения: 1- Вознесенское, 2- Пограничное, 3-Лагерное, 4- Нагорное, 5- Березянское, 6- Контактовое, 7- Южный участок Ярославского, 8- Ярославское, 9- Первомайское, 10- Чапаевское, 11- Вознесенское цинковое, 12- Пологое.

Флюоритоносные узлы и поля. Располагающиеся в флюоритоносных районах рудные поля зачастую группируются в обособленные площадью и размерами $n \cdot 10\text{-}n \cdot 10^2$ км^2. Реже флюоритоносные поля размещаются автономно, вне рудных узлов, занимая наиболее благоприятные по геологическому строению участки размеров в n км^2. В своей основной массе флюоритоносные узлы и крупные рудные поля представляют собой части вулканотектонических построек разбитые разломами на мелкие блоки. Отдельные флюоритоносные поля могут находиться в районах, где вулканическая деятельность проявилась слабо, но и здесь плавиково-вошпатовые объекты локализуются в хорошо структурно-подготовленных местах, нередко среди гранитов или вдоль их тектонических контактов с породами иного состава. Однако наиболее часто флюоритоносные узлы и поля с эпитермальными месторождениями размещаются во внутренних и внешних прибортовых частях вулкано-тектонических впадин или в приподошвенных зонах

этих депрессий. Оруденение контролируется крутопадающими и пологими дизъюнктивами, разбивающими вулканогенно-молассовые породы впадин и структуры их фундамента.

Флюоритоносные поля содержат, как правило, сближенные плавиковошпатовые тела, сходные по морфологии, составу и условиям залегания в пределах общих для них локальных структур. Специфика рудных полей с крупными эпитермальными месторождениями флюорита заключается в строении рудоносных впадин. Здесь также, как правило, совмещены продукты двух разновозрастных вулканотектонических ареалов, что создает благоприятные условия для формирования рудообразующей системы и более широкого насыщения ее фторовой составляющей.

Известные рудные узлы и поля с редкометалльно-флюоритовым оруденением связаны с нарушенными дизъюнктивными синклинально-складчатыми структурами карбонатных толщ, прорванными (в осевых частях или на крыльях) штоками редкометалльных гранитов. В рудных полях крупных грейзеновых месторождений вмещающие карбонатные серии принадлежат комплексам нижнего структурного этажа, а на площадях с мелкими и средними запасами руд флюоритоносными могут быть молассоиды наложенных вулкано-тектонических впадин.

В геолого-экономическом отношении флюоритоносным полям зачастую отвечают месторождения плавикового шпата, преимущественно эпитермальные. Причем нередко главная часть ресурсов флюорита сосредоточена в единичных телах. Метасоматические рудные образования, особенно крупные, могут встречаться в виде отдельных залежей, имеющих значение самостоятельных месторождений.

11.4. Комплексы признаков для прогнозирования и выделения перспективных под поиски рудоносных площадей разного ранга

К прогнозным относятся площади, перспективы которых подтверждаются наличием прямых признаков флюоритоносности или обосновываются сходством проявленных в их пределах геологических критериев с типичными для эталонных площадей с известными месторождениями плавикового шпата. Наборы и содержание критериев и признаков рудоносности зависят как от типа искомых месторождений флюорита, так и от детальности прогнозных построений, выражающейся в ранге перспективных площадей. При этом критерии флюоритоносности отражают установленные закономерные связи оруденения с определенными пространственно-временными и структурно-вещественными геологическими комплексами, а также с процессами концентрации плавикового шпата. К важнейшим относятся формационно-тектонические, структурные, магматические, литологические, геохимические и другие критерии. Вместе с прямыми и косвенными признаками оруденения они достаточно подробно рассмотрены в [7, 9-11, 13-16], причем отдельные критерии уточнены, а некоторые переинтерпретированы в связи с полученными новыми, более полными данными о генезисе флюоритового оруденения. Вместе с тем критерии и признаки оруденения служат элементами построения прогнозно-геологических моделей (эталонов) потенциально-рудоносных площадей разных рангов. Использование подобных моделей повышает достоверность прогнозирования и позволяет избежать удорожания работ при сохранении их эффективности.

В настоящее время, когда широко проводятся работы по составлению среднемасштабных (1:200000-1:100000) геологических и металлогенических карт нового поколения, особая роль принадлежит выделению **потенциально-флюоритоносных районов**. В общем случае прогнозно-геологическая модель этих подразделений с **эпитермальным флюоритовым оруденением** характеризуется следующими основными элементами:

- *тектоническая позиция* – многократно активизированные и гранитизированные блоки пород древнего основания I и II порядков, сочетающиеся с региональными разрывами и узлами их пересечений в областях зрелой континентальной зоны с наложенными фанерозойскими вулканоплутоническими поясами, формировавшимися в связи с рифтогенными процессами,

- *структурная обстановка* – прибортовые внутренние части и (или) зоны ближнего (5-8 км) горстового обрамления крупных и средних (первые сотни км^2 и более) вулканотектонических депрессий, площади (полностью) небольших депрессий и их ближнего горстового обрамления (3-5 км), центральные части крупных вулкано-тектонических впадин (стратиформное оруденение),

- *разрывные нарушения* – узлы пересечения зон региональных разломов и омоложенные участки крутопадающих систем разрывных нарушений, ограничивающих вулкано-

тектонические депрессии, и (или) секущие контакты впадин (жильное оруденение), пологие внутри- и межформационные нарушения, срывы, зоны брекчирования и трещиноватости в приподошвенных и надвулканогенных частях осадочного разреза депрессий и (реже) в горстовом их обрамлении (стратиформное оруденение),

- *магматические формации* – эффузивные трахибазальт-трахилипаритовые, базальт-андезит-дацит-липаритовые, трахибазальтовые, трахилипаритовые (в пределах вулкано-тектонических депрессий), а также посторогенные гранитоиды (стандартного и литий-фтористого типов), щелочные граниты и сиениты (в горстовом обрамлении и в подошве депрессий),

- *литолого-стратиграфические комплексы* – дислоцированные досреднерифейские метаморфические комплексы (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты) протокоры с перекрывающими венд-нижнепалеозойскими терригенно-карбонатными фосфоритоносными изначально шельфовыми формациями (нижний структурный этаж), девонские и более молодые пологозалегающие молассово-вулканогенные отложения выполнения наложенных вулкано-тектонических депрессий (верхний структурный этаж),

- *рудовмещающие породы* – эффузивные с элементами молассы (жильное оруденение в вулкано-тектонических депрессиях), гранитоиды и карбонатные породы нижнего структурного этажа (жильное оруденение в горстовом обрамлении депрессий), преимущественно карбонатные породы осадочного чехла вулкано-тектонических депрессий и (реже) их горстового обрамлении (стратиформное оруденение),

- *метасоматические изменения* – предрудная пропилитизация, синрудные березитизация и аргиллизация с осветлением, флюоритизацией, окварцеванием и реже - баритизацией пород (малосульфидное жильное и стратиформное оруденение), иногда с сульфидизацией субстрата (сульфидное флюоритовое оруденение),

- *геохимические условия* – принадлежность к фтороносным провинциям, повышенный уровень концентраций F (более 0,0n%) и других элементов – Hg, Ba, Ag, Pb, Zn, Sr, Bi, As, Sb в коренных породах, наличие гидроаномалий и потоков рассеяния фтора, шлиховых ореолов флюорита в рыхлом покрове коренных пород, щелочная специализация (наряду со фторной) магматических (интрузивных и вулканических) образований,

- *геофизические поля* – сложно построенные магнитные, гравиметрические и другие с региональными и локальными аномалиями, в том числе Δg, ступени, фиксирующие глубинные разломы, кольцеобразные $+\Delta T$, а также зоны нарушения положительной корреляции значений плотности и магнитной восприимчивости пород (коэффициент корреляции менее 0.3),

- *фторная минерагения* – развитие рудопроявлений и точек минерализации кварц-флюоритового, кальцит-(кварц)-флюоритового, барит-(кварц, кальцит)-флюоритового или сульфидно-флюоритового составов,

- *сопутствующая минерагения* – проявления эпитермальной сульфидной, серебро-полиметаллической, арсенидной, сульфоарсенидно-сульфосольной, серебро-сульфосольной, мышьяково-сурьмяно-ртутной минерализации, кварцевых, баритовых, кальцитовых жил и прожилков.

Прогнозно-геологическая модель перспективного на **апокарбонатное редкометалльно-флюоритовое оруденение** района содержит следующие основные элементы:

- *тектоническая позиция* – активизированные приподнятые блоки I-II порядков краевых частей досреднерифейских континентов и микроконтинентов, претерпевших палеозойскую складчатость,

- *структурная обст*ановка: а) складчатые структуры – антиклинории и горст-антиклинории, осложненные более мелкой складчатостью, нередко с наложенными депрессиями, в том числе приразломными мульдами, б) разрывные структуры – крупные пограничные и внутриблоковые разломы с соподчиненными дизъюнктивными нарушениями, согласными со складчатыми формами и секущими,

- *магматические формации* – посторогенные, гранит-лейкогранитовая и субщелочногранитовая (литий-фтористого типа), образующие ареалы распространения и узлы локализации небольших трещинных слабоэродированных и невскрытых интрузий, прорывающих породы основания блоков или (реже) отложения наложенных депрессий (мульд),

- *литолого-стратиграфические комплексы* – дислоцированные архейский и протерозойские метаморфиты (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и др.) протокоры с перекры-

вающими венд-палеозойскими метаморфизованными породами кремнисто-карбонатной и карбонатно-терригенной фосфоритоносных (шельфовых) формаций (нижний структурный этаж), фанерозойские известняки пестроцветной карбонатно-терригенной (молассоидной) формации (верхний структурный этаж),

- *рудовмещающие породы* – главным образом мраморы, известняки, доломитизированные известняки и в отдельных случаях - алюмосиликатные породы нижнего и (реже) верхнего структурных этажей в экзоконтактовых зонах гранитных массивов под экранами сланцев, дорудных даек, скарны и измененные гранитоиды эндоконтактов интрузий,

- *метасоматические изменения* – предрудные (скарнирование и щелочной - калиевый и натровый – метасоматоз), синрудные (грейзенизация, турмалинизация, флюоритизация, пропилитизация, эйситизация, аргиллизация пород),

- *геохимические условия* – принадлежность к фтороносным провинциям, повышенный уровень концентраций фтора в породах рамы (свыше 0.0n%) и рудопродуцирующих интрузий гранитов (до 3%) совместно с литием, ореолы F, Sn, Be, Zn, Mo, Li, W, Pb, Sb, Ag, Cu в рыхлом покрове, коренном субстрате, повышенные концентрации тех же элементов в гидроаномалиях и потоках рассеяния,

- *геофизические поля* – зоны и узлы отрицательных аномалий вертикальной составляющей производного поля силы тяжести V_{zz}, соответствующие цепочкам и отдельным телам гранитных массивов на глубине, зоны нарушения положительной корреляции значений плотности и магнитной восприимчивости пород,

- *фторная минерагения* – флюоритовая, топазовая, иногда с примесью селлаита, гагаринита, криолита, прозопита, геарксутита в составе редкометалльно-флюоритовых образований, проявления флюорит-редкометалльных пегматитов, щелочных метасоматитов и кварцевых жил,

- *сопутствующая минерагения* – проявления бериллиевой, танталовой, оловянной, вольфрам-молибденовой, сульфидной минерализации.

Предложенные модели достаточно универсальны. Они отражают перспективы не только потенциально флюоритоносных районов, но также рудных узлов и в определенной мере - минерагенических зон, поскольку все эти подразделения несмотря на различие в размерах относятся к категории региональных и структурно и пространственно связаны между собой.

При минерагеническом районировании на флюорит определенной провинции элементы базовых моделей следует конкретизировать, исходя из геологических условий, свойственных перспективным территориям. Реализация моделей с учетом данных дешифрирования аэрофотоснимков и снимков из космоса, а также результатов поисковых работ позволяет определять границы потенциальных флюоритоносных площадей разных рангов. При этом выделенные площади должны в максимальной мере охватывать прогностически значимые формации и фации пород в пределах областей влияния рудоконтролирующих и локализующих структур с учетом распространения прямых и косвенных признаков флюоритовой минерализации промышленных типов месторождений.

Полнота набора элементов реализуемой модели отражает степень вероятности нахождения оруденения, а, следовательно, и качественный уровень перспективности прогнозируемых площадей. Из последних предпочтительны те, которые адекватны прогнозно-геологическим моделям с оптимальным набором благоприятных критериев и признаков. Перспективность площадей снижается, если они отвечают базовой модели с трансформированными (а иногда редуцированными) отдельными элементами, отнесенными к категориям основных. Однако обнаружение на таких площадях флюоритовой минерализации, в том числе представляющей практический интерес, полностью не исключено, в отличие от других районов, узлов и полей, которые при существующей изученности не могут рассматриваться как прогнозные.

Помимо категоризации и ранжирования площадей по степени перспективности, моделирование позволяет наметить (уточнить) комплексы методов и видов работ, рекомендуемых для последующего более детального изучения потенциальных рудных районов и узлов.

Практические возможности использования рассматриваемой прогнозно-геологической модели иллюстрирует рис. 11.3, отражающий оценку перспектив флюоритоносности территории, минерагеническое районирование которой показано на рис. 11.1.

Прогнозно-геологические модели более локальных флюоритоносных площадей, рассмотрены в [9]. В этой связи следует отметить, что в традиционных давно эксплуатируемых флюо-

ритоносных провинциях России (Восточное и Западное Забайкалье и др.) все более актуальными становятся поиски месторождений, хотя бы небольших, но находящихся в сфере действия горнорудных предприятий. Возможность обнаружения рудных объектов в основном связана здесь с залежами флюорита, слабо проявленными на поверхности или вовсе "слепыми". Модель участков (блоков), в пределах которых возможно ожидать концентрации эпитермального флюорита, в том числе скрытые на глубине, приведена в [12].

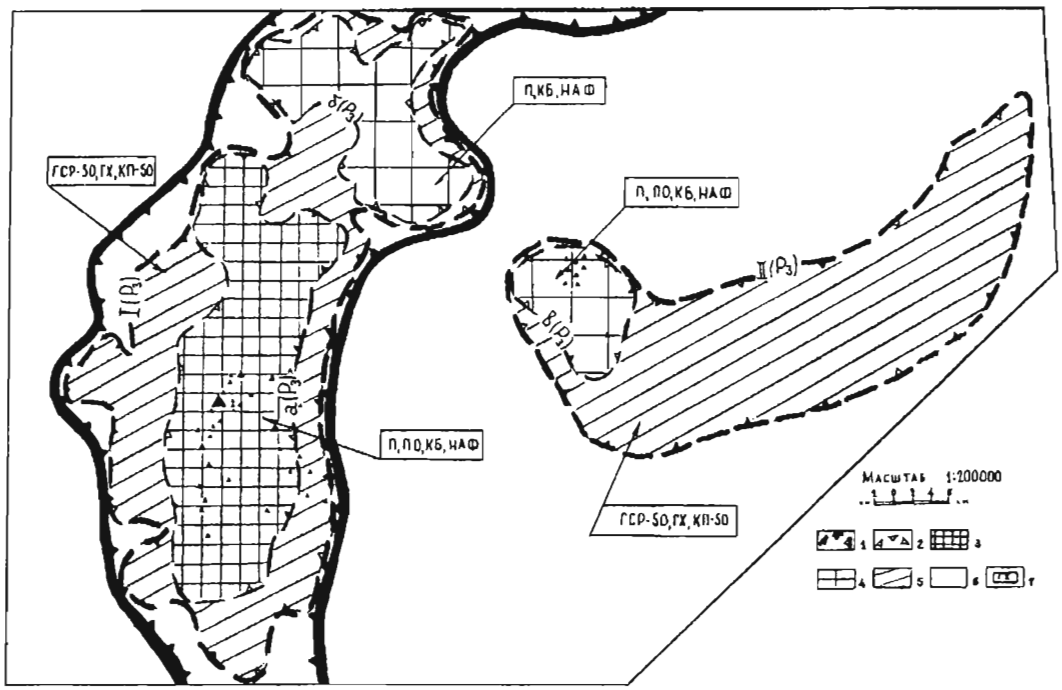


Рис. 11.3. Прогнозная оценка флюоритоносных площадей разных рангов (см. на рис. 1.1)

Границы флюоритоносных подразделений с категоризацией прогнозных ресурсов руд: 1 – районов (I и II), 2 – рудных узлов (а, б, в). Площади различных категорий перспективности: 3 – первой, 4- второй, 5 – третьей, 6 – неперспективные. В рамках указаны рекомендуемые виды работ: ГСР-50 – геологосъемочные работы м-ба 1:50000 с комплексными поисками, специализированными на флюорит, КП-50 – составление карты прогноза на флюорит м-ба 1:50000, ГХ-геохимическая съемка, П – поисковые специализированные на флюорит работы м-ба 1:10000 в полях развития прямых прзнаков оруденения, КБ – картировочное и поисковое бурение, ПО – оценочные работы в зоне месторождения и на перспективных проявлениях флюорита, НАФ – нейтронно-активационная фторометрия площадей, горных выработок, скважин, образцов руд и пород.

11.5. Критерии и методологические приемы оценки прогнозных ресурсов

Моделирование дает ключ к качественной оценке потенциально рудоносных площадей и участков. Количественная же их оценка предусматривает определение прогнозных ресурсов флюорита. При этом принцип эквивалентности объекта прогнозирования детальности исследований предполагает необходимость применения для количественного определения ресурсов руд флюоритоносных зон, районов, узлов, полей разных по достоверности оценок, квалифицируемых категориями P_3, P_2 и P_1. Официально принятых значений достоверности оценок данных категорий пока не существует. Согласно [20] достоверность прогнозных ресурсов категории P_3 может составлять до 20-30% в зависимости от того, к какой рудоносной площади они относятся – металлогенической зоне, потенциальному рудному району или рудному узлу с месторождениями известного типа. Ресурсам категории P_2 в зависимости от характера рудных объектов (рудные поля, участки, выраженные геохимическими или геофизическими аномалиями, рудопроявления) и методов количественного прогнозирования приписывается достоверность от 30 до 70%, а ресурсам категории P_1 – 80%.

Прогнозные ресурсы оцениваются в целом для флюоритоносных зон, районов и узлов или для отдельных их частей, если выявление здесь месторождений представляется гораздо более вероятным, чем в остальных частях. Количественное прогнозирование распространяется только на ресурсы руд промышленных типов (каждого в отдельности) с разработанной техно-

логией обогащения минерального сырья. Оценка производится на глубину, которая в данных условиях оправдана для отработки ожидаемых месторождений. Обязательна геолого-экономическая оценка ресурсов флюоритовых руд. Ее целесообразно дополнять стоимостной оценкой, осуществляемой с учетом рекомендаций, изложенных в [19, 20]. Сами методы количественного определения ресурсов весьма разнообразны - от статистико-вероятностных до экспертных заключений [3, 6, 20, 24]. В той или иной мере большинство из них пригодны и для оценки флюоритового оруденения. Весьма перспективно, кроме того, применение компьютерных систем, включающих базу знаний по эталонным многофакторным моделям флюоритоносных зон, районов и т.п. Одна из наиболее распространенных экспертных систем – «Регион», другая – «Парк» – зарекомендовала себя при прогнозе оруденения одного формационно-генетического (промышленного типа) [23].

Учитывая разнообразие методов оценки, рассмотрим только те из них, которые нашли применение в практике определения ресурсов плавикового шпата или специально разработаны для этой цели.

11.5.1. Оценка прогнозных ресурсов категории P_3

Ресурсы руд категории P_3 оцениваются на потенциально флюоритоносных рудных зонах, районах и узлах, выделяемых при среднемасштабном (1:200000-1:100000) региональном геологическом изучении недр и прогнозировании полезных ископаемых. По итогам работ м-ба 1:1000000 (1:500000) и мельче производится лишь начальная геолого-экономическая оценка потенциальных объектов минерального сырья или дается качественная характеристика ресурсов [22].

Оценка крупных, но слабо исследованных территорий осуществляется обычно с применением упрощенных вариантов метода аналогии по определению удельной флюоритоносности (продуктивности) геологических формаций, либо их составляющих. Продуктивность таких образований, рассчитанная на примерах известных флюоритоносных зон, районов, узлов, распространяется на вновь выявленные площади того же ранга с введением поправочного коэффициента на различия в степени изученности. Однако значения удельной флюоритоносности (отношение запасов флюорита к единице площади) пока еще не установлены для минерагенических единиц различного порядка даже приблизительно. Поэтому количественное прогнозирование ресурсов исходит из возможности выявления в оцениваемой новой потенциально флюоритоносной зоне (районе, узле) тех ресурсов руд и того количества месторождений, которые ныне известны в наиболее близком по геологическому строению и размерам площади эталонном минерагеническом подразделении.

В традиционных флюоритоносных провинциях ресурсы руд категории P_3 прогнозируемых площадей оцениваются преимущественно геолого-статистическим путем с привлечением всей суммы накопленных данных. Последние могут обрабатываться с использоанием компьютерных программ, причем основой является установленная совокупность информативных признаков. Опыт их выделения и практического применения для эпитермальных месторождений плавикового шпата Забайкалья изложен в [15].

В более упрощенном варианте общие ресурсы могут оцениваться по формуле:

$$Q=K\cdot g\cdot V, \text{ где} \qquad (11.1)$$

g – удельная рудоносность (продуктивность) эталонной территории,

V – геометрические параметры оцениваемой площади,

K – коэффициент подобия эталонного и оцениваемого объекта.

Вычисление ресурсов редкометалльно-флюоритовых руд возможно по формуле:

$$P=\sqrt{\sum_{i=1}^{n}P_i^2}\text{, где} \qquad (11.2)$$

n – число потенциально рудоносных гранитоидных массивов, известных на прогнозируемой площади,

P_i – ресурсы эталонного рудно-магматического комплекса.

Продуктивность флюоритоносных зон, районов, рудных узлов в этом случае будет определяться суммой ресурсов всех учтенных на конкретной площади потенциально рудоносных интрузий. Возможно введение коэффициента степени рудоносности интрузий, определяемой количеством присущих каждому гранитоидному массиву благоприятных признаков. Если же

известна удельная продуктивность эталонного массива, за основу оценки прогнозных ресурсов следует взять эту величину.

Для определения прогнозных ресурсов флюоритоносных районов и узлов на основе литохимических съемок по потокам рассеяния используется формула:

$$Q_н^1 = \frac{1}{K^1 \cdot K} \sum_{i=1}^{m} P_i \frac{1}{40} H . \qquad (11.3)$$

Методика расчетов и содержание подсчетных параметров подробно описаны в инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений [5].

Применительно к эпитермальной минерализации заслуживает внимания прием, который сводится к учету имеющихся месторождений и проявлений плавикового шпата и построению на этой основе изолиний экстенсивности и интенсивности флюоритового оруденения для территории рудной провинции (Забайкалье и др.), куда составной частью входят площади с оцениваемыми ресурсами руд. При построении изолиний территория провинции разбивается на элементарные ячейки, соизмеримые по площади с рудными районами, узлами и т.п. Исходя из обычно тесной статистической связи параметров экстенсивности и интенсивности, а также из анализа пространственного положения изолиний, можно определить ресурсы руд, предполагаемое количество флюоритоносных объектов и вероятности открытия в пределах оцениваемых площадей месторождений плавикового шпата заданного масштаба. Ю.Т.Гаврушенко и др. [4] в Забайкалье предложены следующие формулы:

$$P = 2.30\text{-}1.53Э_i, \text{ где} \qquad (11.4)$$

P – частота встречи ячейки, соответствующей площади листа карты м-ба 1:1000000, с экстенсивностью Э, %,

$$P = -1.95+1.17Э_i, \text{ где} \qquad (11.5)$$

P – вероятность обнаружения не менее одного месторождения флюорита с запасами руды более 500 тыс. т на элементарной площади с экстенсивностью Э, %,

$$P=\sum n_i P_i, \text{ где} \qquad (11.6)$$

P – вероятность открытия одного месторождения крупного или среднего масштаба в пределах региональной флюоритоносной площади (зоны, района), %,

P_i – вероятность встречи среднего или крупного месторождения в пределах элементарной ячейки с экстенсивностью $Э_i$,

n_i – количество элементарных площадей с экстенсивностью $Э_i$.

Ресурсы категории P_3 получают положительную геолого-экономическую оценку, если их масштабы и качество свидетельствуют о возможности открытия на территории прогноза промышленного месторождения (месторождений) плавикового шпата. На основе оцененных ресурсов категории P_3 планируется постановка геологической съемки м-ба 1:50000 в сочетании с поисковыми работами.

11.5.2. Оценка прогнозных ресурсов категории P_2

Категорией P_2 оцениваются прогнозные ресурсы флюоритоносных полей, выделенных в результате регионального крупномасштабного (1:50000-1:25000) геологического изучения недр рудных районов и узлов, а также ресурсы (совместно с категорией P_1) обнаруженных при поисковых работах м-бов 1:200000-1:10000 объектов, перспективных на плавиковый шпат.

При оценке ресурсов рудных полей возможно применение методов аналогии на формально-статистической основе путем компьютерной обработки исходных геологических, геофизических, геохимических данных, полученных при наблюдениях по равновеликой сети. Ресурсы обнаруженных при поисках объектов – рудопроявлений, аномалий или их групп - принимаются (так же как и представления о форме и размерах проявления, минеральном составе и качестве полезного ископаемого) по аналогии со сходными флюоритоносными объектами при учете местных геологических условий.

Оценка рудных полей возможна прямым расчетом их ресурсов по измеренным или предполагаемым параметрам:

$$Q=KCdmS \text{ или } Q=KC\cdot d\cdot h\cdot S, \text{ где} \qquad (11.7)$$

S – площадь выхода благоприятных пород,

m – их мощность,

h – глубина оценки,

С – содержание флюорита,

d – плотность руд,

К – коэффициент подобия.

При оперативной оценке промышленной значимости флюоритоносных объектов по информативным геохимическим признакам используется зависимость определенных статистических характеристик распределения сопутствующих химических элементов от масштабов основного оруденения. Так, установлено, что по взятым в совокупности значениям средних содержаний, коэффициентов вариации и коэффициентов корреляции таких элементов руды непродуктивных эпитермальных проявлений устойчиво отличаются от руд промышленных месторождений. Необходимые для применения этого метода сведения изложены в работе по прогнозированию флюоритоносных объектов Забайкалья, Горного Алтая, Средней Азии и Казахстана на основе компьютерного использования комплекса программ распознавания образов "Потенциал-2" и "БР" [16].

Для сопоставления прогнозных ресурсов с запасами месторождений различной крупности А.П.Котов и др. [17] в Забайкалье рекомендуют учитывать среднюю длину рудных тел, которая составляет для крупных и средних месторождений - 525±243 м, мелких - 254±148 м, непромышленных (рудопроявлений) - 220±140 м.

Наконец, к категории P_2 можно отнести ресурсы руд, оцененные в коренном источнике по данным изучения вторичных литохимических ореолов флюоритоносных тел. Методика количественных расчетов и их достоверность подробно освещены в соответствующих инструкциях [5].

Исходя из установленных ресурсов категории P_2, даются рекомендации относительно возможности их освоения на основе укрупненных показателей, обосновывается целесообразность и очередность дальнейших работ.

11.5.3. Оценка прогнозных ресурсов категории P_1

Ресурсы категории P_1 определяются на известных рудных объектах при расширении площадей распространения флюоритоносности за контуры подсчета запасов категории C_2 и по новым недостаточно изученным залежам руд, дополнительно установленным на разведанных и разведуемых месторождениях плавикового шпата. На тех из них, где выполнены работы оценочной стадии, ресурсы категории P_1 относятся к менее детально исследованной части месторождения с указанием границ, отделяющих их от запасов категории C_2, которые подсчитываются по большей части флюоритоворудного объекта с целью определения его промышленного значения.

Ресурсы на площадях известных месторождений (их флангах, глубоких горизонтах), где подсчитывались запасы руд (категории C_2 или более высоких), оцениваются по параметрам предполагаемых продолжений флюоритоносных залежей и жил с распространением на них утвержденных временных или постоянных кондиций.

Ресурсы новых плавиковошпатовых проявлений, где проведены оценочные работы, базируются на детальных комплексных исследованиях, выполняемых в м-бах 1:50000-1:1000 и сопровождающихся опробованием полезного ископаемого на глубину и по выходам на поверхность с отбором технологических проб, определением геолого-промышленного типа оруденения и контуров его распространения в плане и по падению. В соответствующих масштабах составляются схематическая геологическая карта возможного месторождения и других флюоритоносных объектов, геофизические и геохимические карты рудного поля, производится построение буровых колонок и опробование по данным каротажа и т.п.

Прогнозные ресурсы руд обычно определяются с учетом размеров и характеристик ранее разведанных их аналогов. Геолого-экономическая оценка производится прямым расчетом по укрупненным показателям. Повышению объективности прогнозирования способствует анализ геолого-статистических моделей флюоритоносных тел, с помощью которых можно дифференцированно подходить к количественной оценке геологоразведочных параметров рудных объектов в зависимости от их морфогенетического типа и принадлежности к определенным металлогеническим провинциям. Результаты такого моделирования применительно к эпитермальному флюоритовому оруденению изложены в [6].

В табл. 11.3 приведены уравнения регрессии, позволяющие оценить не только ресурсы флюорита (минерала), но и основные параметры жильных тел того же формационно-генетического типа, исходя из их изучения на поверхности [8].

Таблица 11.3

Уравнения регрессии для оценки параметров флюоритоносных рудных тел

Номера уравнений регрессий	Уравнения регрессий
Жильные тела первой группы	
1	lgP=0.749lgl+0.081lgm+0.439lgc-1.406
2	lgP=0.392lgS+0.342lgl+0.178lgm+0.268lgc+0.387lgh-1.779
3	S=0.107l-2.07m+0.17c+7.0
4	h=0.037l-0.25m+0.5c+67
5	C=0.39c+23.6
6	M=0.45m+1.27
Жильные тела второй группы	
1′	P=0.073l+16.37m-1.10c+325
2′	P=0.657S+0.142l+32.69m+1.283c+0.757h-93
3′	S=0.112l-5.16m+0.08c+71
4′	h=0.03l-3.09m+2.7c+4.0
5′	C=1.04c-1.85
6′	M=0.51m+0.93
Жильные тела третьей группы	
1″	P=2.009l-217.1m-159c+6922
2″	S=-0.0118l-3.653m+2.694c+126.6
3″	h=-0.20l+4.415m+7.169c+46.75
4″	C=0.023l-1.65m-0.268c+41.4
5″	M=0.0074l-0.32m-0.67c+28.41

Для вывода уравнений использованы данные, полученные в результате определения показателей P, h, S, M, C, L, l, m и c у каждого из 54 реконструированных жильных тел на нескольких десятках отработанных, эксплуатируемых и детально разведанных месторождений плавикового шпата Средней Азии, Забайкалья и других флюоритоносных провинций. Здесь: P – запасы флюорита, h – средняя протяженность рудного тела по падению, S – площадь рудного тела по падению, M – средняя мощность рудного тела, C – среднее содержание флюорита в рудном поле, L и l – соответственно длина флюоритоносной зоны и длина рудного тела в сечениях на уровне эрозионного среза, m и c – средние мощность и содержание флюорита по результатам опробования рудного тела на поверхности. Отметим, что флюоритоносная зона – область распространения плавиковошпатовой минерализации и ассоциированного с ней парагенетического минерального комплекса, а рудное тело – геометризированная часть флюоритоносной зоны с промышленным оруденением. Значения L, l, m и c устанавливаются при прослеживании жильных тел по простиранию до выклинивания и опробовании по пяти-семи полным пересечениям.

Анализ распределения по запасам показал, что жильные тела четко делятся на три группы. Первая, самая распространенная (68%), включает жильные тела с запасами до 300 тыс. т флюорита. Вторую группу (20%) составляют жилы с запасами от 300 до 610 тыс. т флюорита, а третью, самую малочисленную (12%), – тела с запасами свыше 610 тыс. т (см. табл. 11.3).Апробация уравнений позволила выявить ошибки количественного прогнозирования и тем самым оценить достоверность расчетов по каждому из уравнений (табл. 11.4). Подавляющее большинство ошибок оценки параметров не превышает ±20%, а погрешностью свыше ±40% характеризуются определения лишь по единичным уравнениям регрессии. Наилучшие результаты, в том числе

Таблица 11.4

Распределение по классам ошибок величин погрешностей определения параметров P, S, h, C и M рудных тел по уравнениям регрессий

Классы ошибок / Номера уравнений регрессий	до ±20%	от ±21 до ±40%	от ±41 до ±50%	от ±51% до ±60%	более ±60%	Сумма, %
Жильные тела первой группы						
1	80	20	-	-	-	100
2	89	11	-	-	-	100
3	81	19	-	-	-	100
4	53	44	3	-	-	100
5	78	14	-	8	-	100
6	97	3	-	-	-	100
Жильные тела второй группы						
1′	64	27	-	-	9	100
2′	100	-	-	-	-	100
3′	73	18	-	9	-	100
4′	73	18	-	9	-	100
5′	64	18	-	18	-	100
6′	82	18	-	-		100
Жильные тела третьей группы						
1″	50	-	-	33	17	100
2″	83	17	-	-	-	100
3″	100	-	-	-	-	100
4″	100	-	-	-	-	100
5″	83	17	-	-	-	100

количественной оценки флюорита, дают расчеты для наиболее распространенных по запасам рудных тел (первая группа).

Снижению расхождений между фактическими и оцененными по приведенным формулам количествами флюорита помогает учет геологической обстановки и предварительное выяснение уровня эрозионного среза геохимического ореола, связанного с изучаемым рудным телом. С этой целью проведены специальные исследования, позволившие рассчитать мажоритарные ряды, отражающие элементный состав первичных ореолов на различных уровнях пересечений месторождений кварц-флюоритового, карбонатно-(кварц)-флюоритового, сульфидно-(барит, кварц, кальцит)-флюоритового, мусковит-хризоберилл-топаз-флюоритового и мусковит-(турмалин)-фенакит-флюоритового составов (табл. 11.5).

Специфика мажоритарных рядов - расположение в их головной (левой) части главных элементов, обладающих наибольшей информативностью. Сравнивая с этими эталонными рядами результаты анализов проб из оцениваемых геохимических аномалий, обнаруженных на прогнозируемых участках, можно достаточно объективно устанавливать глубину эрозионного среза рудных тел. В расчеты по уравнениям регрессии следует ввести повышающие коэффициенты, если установлено надрудное положение ореола, и понижающие – в случае нижнерудного положения геохимической аномалии. Еще больший эффект дает применение уравнений для количественного прогноза месторождений, состоящих из серии флюоритоносных тел. В этом случае индивидуальные положительные и отрицательные отклонения обычно нивелируются, и суммарная погрешность бывает невелика. Например, оценка запасов Наранского месторождения плавикового шпата по отдельным жилам дала погрешность от +2 до –28, а суммарная равна –4%; на Ново-Бугутурском месторождении по двум основным телам она составила всего +2%.

На уникальных редкометалльно-флюоритовых Вознесенском и Пограничном месторождениях определены показатели зональности, которые отвечают различным уровням эрозионного среза оруденения [21]. Эти данные также можно использовать при оценке ресурсов на аналогичных по масштабам и типу флюоритоносных объектах, характеризующихся той или иной степенью эродированности (табл. 11.6).

Таблица 11.5

Элементный состав первичных ореолов различных уровней среза месторождений флюорита

I	Hg-Sb-Ge-Ba-Sr-As_2-Be-B-Bi-Ag-Sn_2-Pb-Cu_2-**Zn-F-Mo-Y-Li**-Yb-Tl-W-Cu_1-As_1-Ni-P-Co-Ga-Nb-Sn_1-La
II	Ba-Hg-Ag-Li-Sr-P-As_2-Sb-Tl-**Pb-F-Zn-Cu-Ga-Ni-B**-Co-Ge-W-Y-Yb-La-Nb-Ce-Bi-Be-Sn_1-Mo
III	Hg-Sr-Ba-Ge-Li-Be-Cs-P-Sn_2-Ag-**Pb-Zn-F-Cu-Bi-Mo**-Ni-Nb-Y-W-Yb-La-Be-Ga-Sn_1-U-Co-Rb
IV	Ba-Sr-As_2-Sb-Ag-Cd-Cu_2-**Pb-Bi-Zn-F-Li-Be-W-Sn**-Ga-Tl-Ni-Nb-P-Go-Zr-Y-Yb-La-Ge-Mo
V	Hg-Ba-Sn_2-Pb-Sr-P-Be-Li-Sb-Rb-B-TR_Y-Tl-TR_{Ge}-Cs-Ga-**Ag-F-Ge-Nb-Bi**-Sn-In-Cd-As_1-Cu_1-Ni-Mo-Co-W

Примечание. Типы месторождений: I – карбонатно-(кварц)-флюоритовый, II – кварц-флюоритовый, III – сульфидно-(барит, кварц, кальцит)-флюоритовый, IV – мусковит-хризоберилл-топаз-флюоритовый, V – мусковит-(турмалин)-фенакит-флюоритовый. Жирным шрифтом выделены ассоциации элементов, типичных для рудного среза флюоритоносных тел; слева и справа расположены элементы, характерные соответственно для надрудного-верхнерудного и нижнерудного-подрудного уровней.

Таблица 11.6

Показатели зональности и оценки уровня эрозионного среза редкометалльно-флюоритового оруденения

Показатель зональности	Уровни эрозионного среза и значения показателей зональности					
	надрудный	верхнерудный	среднерудный		нижнерудный	подрудный
			среднерудный I	среднерудный II		
$K_1 = \frac{Be \cdot Mn}{Ge \cdot Co}$	$7 \cdot 10^7$	$7 \cdot 10^7$-$2 \cdot 10^6$	$4 \cdot 10^4$-$2 \cdot 10^6$	$4 \cdot 10^3$-$4 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^2$-$4 \cdot 10^3$	$5 \cdot 10^2$
$K_2 = \frac{Li \cdot Ga}{Sc \cdot Sr}$	0.1	0.1-1	1-10	10-100	100-1000	1000
$K_3 = \frac{Li \cdot Ti \cdot Co}{Be \cdot Sr \cdot Zr}$	0.0015	0.0015-0.015	0.015-0.15	0.15-1.5	1.5-15	15

Одновременно с ростом запасов на эпитермальных месторождениях плавикового шпата в первичных ореолах и рудных телах увеличиваются содержания сидерофильных, редкоземельных, щелочных, щелочноземельных и некоторых других элементов при контрастном уменьшении концентраций халькофилов и в некоторой степени - литофилов (бериллий, олово и т.п.). Наоборот, на грейзеновых редкометалльно-флюоритовых месторождениях положительную корреляцию с ростом запасов плавикового шпата имеют халькофильные элементы и литий, а отрицательную – сидерофилы, щелочные земли и бор.

Для количественной оценки рудных источников геохимических аномалий предложены известные формулы [5]. Однако достоверность получаемых с их помощью результатов обычно невелика. Предпочтительнее выглядит разработанный специально для наиболее широко распространенных эпитермальных месторождений флюорита подход, предполагающий использование величины мультипликативных отношений:

$\frac{Ti \cdot Mn \cdot Co \cdot Y \cdot Yb}{Ag \cdot Zn \cdot Pb \cdot Sn \cdot Be}; \frac{Ti \cdot Cr \cdot Y \cdot Yb}{Ag \cdot Zn \cdot Pb \cdot Mo}; \frac{Li \cdot Sr \cdot Yb \cdot Nb}{Ag \cdot Zn \cdot Pb \cdot Bi}$ - соответственно для карбонатно-(кварц)-флюоритовых, сульфидно-(кварц, кальцит, барит)-флюоритовых и кварц-флюоритовых месторождений, которые, как установлено на разведанных эталонных рудных объектах, прямо пропорциональны подсчитанным запасам флюорита (минерала). Зависимости между оценками этих отношений и запасами полезного минерала (в тоннах) во всех случаях аппроксимируются прямыми линиями в логарифмическом масштабе. Условия использования метода приведены в [7, 8]. Оцененные с его помощью прогнозные ресурсы скрытого оруденения квалифицируются категорией P_2, а вскрытых и опробованных по единичным скважинам флюоритоносных тел – категорией P_1.

Целесообразно, если это возможно, оценивать ресурсы руд различными способами, что повышает достоверность выводов и позволяет надежно выделять наиболее продуктивные флюоритоносные тела. В результате их последующего изучения ресурсы категории P_1 уточняются и частично (иногда полностью) переводятся в запасы категории C_2. С учетом этих данных окончательно решается вопрос о практическом значении флюоритоносного объекта, причем его принадлежность к месторождениям устанавливается на основе использования оценочных кондиций, отражающих минимальные (граничные) требования, предъявляемые к количеству и качеству руд на стадии оценочных работ. Соответствие кондициям позволяет квалифицировать изучаемый флюоритоносный объект как имеющий промышленное значение.

11.6. Критерии, указывающие на возможность открытия крупных и сверхкрупных месторождений и объектов с высококачественным сырьем

При количественном прогнозировании обязательно должны приниматься во внимание географо-экономические условия перспективных территорий. В благоприятных для промышленного освоения районах прогнозные ресурсы определяются по всем возможным, даже небольшим, потенциальным месторождениям флюорита, особенно когда они находятся в сфере действующих горнодобывающих предприятий или содержат высококачественные руды плавикового шпата, пригодные для получения остродефицитных концентратов металлургических сортов. Если на прогнозируемой территории известны аномалии, которые могут быть вызваны такими месторождениями, то целесообразно проведение поисковых работ м-ба 1:50000 (1:25000) или даже крупнее в пределах наиболее перспективных площадей с незамедлительной заверкой бурением наиболее представительных аномалий.

Вместе с тем все большую актуальность приобретает изучение новых или еще не до конца оцененных на флюорит регионов. К их числу относятся Уральско-Новоземельский, Алтае-Саянский, Прибайкальский, Алданский, Омулевский, Чукотский, Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алиньский и Буреинский, где известны проявления прямых признаков плавиковошпатового оруденения. Несомненно, в отдаленных и слабоосвоенных регионах России будут представлять интерес только те месторождения флюорита, которые относятся к категории крупных и сверхкрупных, особенно с рудами высокого качества. В России (и СНГ) крупные и сверхкрупные плавиковошпатовые объекты представлены как эпитермальными флюоритовыми, так и грейзеновыми апокарбонатными редкометалльно-флюоритовыми месторождениями, а высококачественные руды – только жильными эпитермальными образованиями.

Изучение условий формирования таких месторождений и разработка критериев, указывающих на возможность их открытия, позволяют более рационально и целенаправленно оценивать перспективы территорий на флюорит.

Геолого-прогностические модели, отражающие строение районов, где следует ожидать сверхкрупные эпитермальные флюоритовые и грейзеновые редкометалльно-флюоритовые месторождения, и особенности генезиса столь масштабного оруденения характеризуются следующими основными признаками.

Сверхкрупные месторождения флюорита эпитермального типа:

- *эпохи рудообразования* – преимущественно мезозойско-кайнозойская, реже позднегерцинская,

- *геодинамическая обстановка* – этап собственно тектонической (дизъюнктивной) активности, завершающий формирование и структурирование вулкано-плутонических поясов (ВПП) или геодинамически автономный, связанный с последними стадиями континентальной коллизии,

- *особенности строения земной коры* – преобладает трехярусное с совмещением во флюоритоносных районах вещественных комплексов двух разновременных ВПП, перекрывающих нижний структурный ярус,

- *форма связи магматических формаций и оруденения* – опосредованная, прямая генетическая связь отсутствует, эпигенетическое формирование месторождений по отношению к магматизму ВПП, инициируемое поздней дизъюнктивной тектоникой, нарушающей структуры вулканоплутонических поясов,

- *источник рудного вещества* – коровый, в основном магматические серии ВПП, с мобилизацией из них фтора в ходе региональных эпигенетических гидротермально-метасоматических процессов (пропилитизация, аргиллизация) при взаимодействии в системе "вода-порода", регенерация скоплений флюорита более ранней рудной минерализации из вмещающих пород,

- *глубина распространения формаций-источников фтора* – преимущественно значительная (до первых километров) мощность пород осадочно-эффузивного разреза вулканотектонических впадин (ВТВ),

- *позиция относительно формаций-источников фтора* – максимальная сближенность месторождений (рудных полей) со структурами и вулканитами ВТВ,

- *степень эрозионного среза формаций-источников фтора и оруденения* – низкая и средняя для формаций, низкая для оруденения,

- *структурный контроль*: рудных районов (узлов) - крупные пограничные и секущие разломы ВТВ и их обрамления, особенно в участках совмещения разновременных ВПП, где депрессии нередко отвечают структурам типа "грабен в грабене", вулканиты молодого ВПП выполняют грабен II порядка, вложенный в ВТВ раннего вулканического ареала; рудных полей (месторождений) - меж- и внутриформационные зоны нарушений в каледонских карбонатных формациях приподошвенных частей ВТВ вблизи контактов впадин (стратиформные месторождения), секущие краевые разломы и зоны ближайшего их влияния в блоках внешнего обрамления наиболее погруженных частей асимметричных ВТВ (жильные месторождения),

- *минерагенические черты рудных районов* – в рудных районах (узлах) могут встречаться проявления U, Pb-Zn, Ag, Hg, кварцевые, кальцитовые, баритовые жилы, на более локальных площадях (рудные поля) промышленные скопления других (кроме флюорита) эндогенных полезных ископаемых, как правило, отсутствуют,

- *фациальная приуроченность* – карбонатные породы каледонских терригенно-карбонатных (шельфовых) формаций нижнего структурного яруса (стратиформные месторождения), преимущественно алюмосиликатные породы: вулканиты и молласоиды ВТВ, гранитоиды ВПП, метаморфиты нижнего структурного этажа (жильные месторождения),

- *региональный, контактовый и другие виды метаморфизма* – интенсивная дорудная пропилитизация вулканогенно-осадочных и магматических пород на значительных площадях, контактовый метаморфизм незначителен,

- *метасоматические околорудные изменения* – синрудные березитизация, аргиллизация, флюоритизация, ореолы изменения вмещающих пород площадью до первых квадратных километров,

- *рудные тела* – плащеобразные, седловидные, куполовидные пологие залежи до 1200-1500 м по простиранию, до 700-800 м по ширине и до 40 м по мощности (стратиформные месторождения), плито- и линзовидные жилы, жилообразные минерализованные зоны дробления, жилы сложного строения с раздувами, пережимами, апофизами, длина тел по простиранию до 2.5-3.0 км, по падению – до 800-900 м при мощности до нескольких десятков метров в раздувах (жильные месторождения),

- *количество рудных тел* – от 1 до 4 (стратиформные месторождения), от 4 до нескольких десятков (жильные месторождения),

- *рудная зональность* – не прослеживается (стратиформное оруденение) или незначительная (жильное оруденение), в общем случае с глубиной в жильных телах убывает количество флюорита при одновременном увеличении роли кварца, кальцита и иногда сульфидов.

Большинство отмеченных признаков свойственно условиям образования и нахождения высококачественных флюоритовых руд. Вместе с тем месторождения таких руд обычно представлены крутопадающими (угол наклона не менее 60°) жилами выполнения плитообразной и чаще сложной (с раздувами, пережимами) морфологии. Сложены главным образом флюоритом (50-90%) и кварцем. Флюорит кристаллически-зернистый, руды массивные однородные или полосчатые. Месторождения залегают среди гранитоидов и метаморфических кристаллических алюмосиликатных пород и локализуются в тех разрывных нарушениях, связанных с ВТВ, которые изначально развивались как трещины отрыва и ориентированы поперечно к осям линейных вулканогенных впадин и к краевым разломам этих депрессий. Месторождения характеризуются отсутствием выраженной минеральной зональности, а руды отлагались в спокойной тектонической обстановке при температурах 220-100°С и низких давлениях из слабощелочных водных растворов невысокой плотности.

Сверхкрупные редкометалльно-флюоритовые месторождения грейзенового типа:

- *эпохи рудообразования* – каледонская, позднемезозойская,

- *геодинамическая обстановка* – активных континентальных окраин,

- *тектоническая позиция* – ареалы интрузий гранит-лейкогранитовой формации в вулканоплутонических поясах известково-щелочного типа,

- *особенности строения земной коры* – обычно двухярусное: нижний структурный ярус – метаморфиты (протоконтинентальная кора), перекрытые дислоцированными кремнисто-карбонатными фосфоритоносными венд-раннепалеозойскими шельфовыми толщами, верхний ярус – фрагменты фанерозойских вулканоплутонических поясов,

- *региональный метаморфизм* – терригенно-карбонатных пород обычно в зеленосланцевой фации,

- *рудогенерирующая геологическая формация* – исключительно редкометалльные плюмозитовые лейкограниты (по Л.В.Таусону) или редкометалльные граниты литий-фтористого типа (по В.И.Коваленко); связь с оруденением прямая генетическая; состав гранитов: калиевый полевой шпат, альбит, кварц, литиевые слюды с акцессорными топазом, флюоритом, цирконом, рутилом, апатитом, ксенотимом и др.; геохимические особенности – высокое содержание фтора (0.27%), лития (180 г/т), рубидия (до 1000 г/т), пониженные – стронция (70 г/т), бария (175 г/т), низкое отношение K/Rb (30), высокое – Rb/Sr,

- *соотношение мантийного и корового вещества в рудогенерирующей формации* – по соотношению K/Rb отвечают коровым сиалическим гранитам, первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ – 0.720, резко выраженный европиевый минимум на кривой распределения РЗЭ,

- *роль летучих и других компонентов в рудогенерирующей формации, определяющих рудонакопление* – исключительно большая концентрация фтора в гранитах - свидетельство предельно высокого его содержания в расплаве, что вместе с повышенной кремнекислотностью магм определяет выход значительной части фтора в магматический водный флюид (до 1% мол.), обеспечивая грейзеновое оруденение,

- *фациальные условия нахождения рудогенерирующей формации* – гипабиссальные,

- *источник рудного вещества* – мобилизация фтора в магму при палингенезе комплексов досреднерифейского цоколя и перекрывающих его шельфовых терригенно-карбонатных фосфоритоносных формаций, вероятна дополнительная ремобилизация фтора из осадочных флюоритоносных рудных концентраций, локализованных в терригенно-карбонатных раннекаледонских формациях,

- *морфология и степень эрозионного среза проявлений рудогенерирующей формации* – пластообразные массивы с крутыми клиновидными гребнями (до 0.5-1.0 км), сыгравшими исключительно важную роль в фокусировании потоков фтороносных флюидов в брекчированные породы надапикальных зон интрузий; глубина размыва рудопродуцирующих массивов незначительная, выходы интрузий составляют 0.1 км^2 или отсутствуют,

- *структурный контроль* рудных районов (узлов) – разбитые региональными разломами неоднократного переработанные и гранитизированные блоки устойчивого воздымания окраинных частей платформ и микроконтинентов, внутренние геоантиклинали примыкающих к кратонам складчатых областей и горсты в обрамлении впадин вулканоплутонических поясов. Характерна длительно существующая структурная проницаемость блоков для расплавно-флюидных систем, определившая формирование рудных районов и узлов неоднократной эндогенной активности, рудных полей – грабен-синклинали, выполненные дислоцированными породами каледонской терригенно-карбонатной формации, разбитые системами разноориентированных разломов и "подстилаемые" массивами литий-фтористых гранитов площадью не менее 2х3 км, месторождений – участки пересечений выступов литий-фтористых гранитов с поперечными разрывными нарушениями рудных полей, рудных тел – места экранирования надапикальных зон интрузий пологими тектоническими срывами, контактами известняков со сланцами, дайками основного и среднего состава,

- *минерагенические черты рудных районов* – месторождениям флюорита непосредственно сопутствует бериллиевая минерализация (преимущественно фенакитовая и хризоберилловая), к более ранним относятся флюоритсодержащие типы оруденения - ниобий-танталовое, оловянное (кварц-касситеритовое, сульфидно-касситеритовое), иногда вольфрамовое (м-ние Лост-Ривер, США) и сфалеритовое (участок м-ния Вознесенское, Россия), а также полиметаллическое стратиформное (осадочное) в карбонатных породах,

- *фациальная приуроченность руд* – толщи известняков, особенно органогенных в составе каледонской терригенно-карбонатной формации чехла докембрийского основания, обеспечивающие наиболее благоприятные условия для развития метасоматических процессов флюоритообразования в зонах непосредственного экзоконтакта и надапикальной части гранитных гребней, штоков, куполов,

- *изменение вмещающих пород* – скарнирование, K-Na метасоматоз, грейзенизация (кварц-топазовая по силикатным породам, флюоритовая – по известнякам), турмалинизация, пропилитизация, аргиллизация,

- *рудные тела* – от средненаклонных послойных линзообразных залежей до вертикальных трубообразных тел мощностью 15-20 м, длиной по простиранию 250-800 м по падению до 1200 м,

- *рудная зональность (снизу вверх):* ниобий-танталовая (стрюверит-колумбитовая в литий-фтористых гранитах), апоскарновые магнетит-флюоритовые с бериллием руды в экзоконтакте гранитов, апокарбонатные и апобрекчиевые руды в ближних надинтрузивных зонах (наиболее богатые), прожилковые (бедные) руды в верхних зонах залежей и по флангам,

- *P-T-X-параметры флюоритообразования* – температура 370-80°С, давление растворов 10-1 МПа, общая концентрация солей во флюидах – до 45%,

- *особенности рудообразования* – растянутость во времени процесса, протекавшего при термобарических параметрах, стандартных для гидротермальной стадии, длительная и высокая энергетика рудообразования, на что указывает неоднократное внедрение внутрирудных даек, сопровождавшееся усилением тепловых потоков, инициировавших ремобилизацию растворами фтора из пород субстрата (в том числе литий-фтористых гранитов) и переотложение его в виде флюорита.

Заключение

За 14 лет, прошедших со времени выхода в свет последнего методического руководства по оценке прогнозных ресурсов плавикового шпата [7], уточнены известные и разработаны некоторые новые критерии прогноза месторождений флюорита, основанные на более глубоких знаниях о генезисе и условиях пространственного размещения оруденения, предложены новые методы и подходы к количественной оценке ресурсов площадей и рудных тел. Все это нашло свое отражение в предлагаемой работе, из которой видно, что прогнозирование и оценка ресурсов флюоритового оруденения - сложная задача. Для ее решения необходимо привлечение ши-

роких знаний из области рудноформационного анализа и учения о месторождениях полезных ископаемых в сочетании с построением многофакторных моделей потенциально-флюоритоносных площадей разных рангов и с различными типами оруденения. Важны, кроме того, опыт интерпретирования результатов использования комплекса методов, обеспечивающих выявление факторов, эквивалентных элементам прогнозно-геологических моделей, и умение ясно представлять условия и степень контрастности проявления критериев и признаков флюоритового оруденения в тех или иных геологических и природных обстановках.

Несомненно, по мере развития знаний предложенные методические рекомендации будут совершенствоваться. Следует, например, более четко определить условия отнесения прогнозных ресурсов к категориям P_1, P_2 и P_3, целесообразно обосновать также достоверность оценки ресурсов каждой из этих категорий. Необходимо, кроме того, продолжить изучение условий формирования и разработку критериев выявления крупных и сверхкрупных концентраций плавиковошпатовых руд различных формационно-генетических типов, начало которому положено лишь недавно [1], и т.п.

Однако и в настоящем виде данная работа будет способствовать повышению результативности прогнозирования на флюорит перспективных площадей и количественной оценки ресурсов руд плавикового шпата.

Литература

1. Алиева О.З., Коплус А.В. Факторы формирования крупнообъемных месторождений плавикового шпата на территории России и сопредельных стран // Отечественная геология, 1998, № 4. С. 39-44.

2. Андропов Д.В., Раткин В.В. Доскладчатые цинково-колчеданные руды на Вознесенском грейзеновом месторождении (Приморье) // Геология рудных м-ний, 1990, № 5. С. 48-55.

3. Булкин Г.А. Количественная оценка прогнозных запасов руд / М.: Недра, 1984. 230 с.

4. Гаврушенко Ю.Т., Красильников Л.М. Оценка промышленного флюоритового оруденения на Забайкальском участке зоны БАМ / Природные условия и ресурсы Забайкальского участка зоны БАМ. Геогр. об-во СССР. – Л.: 1978. С. 125-143.

5. Григорян С.В., Соловов А.П., Кузин М.Ф. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / М.: 1983. 193 с.

6. Коплус А.В. Количественный анализ геолого-статистических моделей флюоритоносных тел основных морфогенетических типов / Геол. методы поисков и разведки м-ний неметал. полезн. ископаемых. Экспресс-информация. ВИЭМС, 1983, вып. 8. С. 1-10.

7. Коплус А.В. Плавиковый шпат / Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Ч. 4. Изд. 2-е, перераб. М.: ВНИИЗарубежгеология, 1989. С. 119-151.

8. Коплус А.В. Совершенствование методики количественного локального прогноза оруденения (на примере месторождений флюорита) / Научно-технич. достижения и передовой опыт в области геологии и разведки недр, № 6. М.: "Геоинформмарк", 1992. С. 3-11.

9. Коплус А.В. Совершенствование основ крупномасштабного прогнозирования эпитермальных месторождений флюорита / М.: "Геоинформмарк", 1994. 65с.

10. Коплус А.В. Первичные литохимические ореолы месторождений флюорита основных геолого-промышленных типов стран СНГ (строение, интерпретация, оценка) / М.: "Геоинформмарк", 1996, вып. 2. 76 с.

11. Коплус А.В. Геологические критерии и методы поисков месторождений флюорита / М.: "Геоинформмарк", 1997. 60 с.

12. Коплус А.В. Модель локального прогнозирования скрытых месторождений флюорита эпитермального типа / М.: "Геоинформмарк", 1998. 55 с.

13. Коплус А.В., Алиева О.З. Методические рекомендации по составлению прогнозно-минерагенических карт 1:200000 масштаба на флюорит / М.: ВИМС, 1995. 57с.

14. Коплус А.В., Гордун А.К. Формы микрорельефа флюоритоносных полей – фактор локального прогноза и поисков рудных тел // Отечественная геология, 1993, № 8. С. 35-42.

15.Коплус А.В., Мишина Н.Б. Опыт выделения информативных признаков для оценки флюоритового оруденения при поисках // Изв. ВУЗов. Сер. геол. и разведка, 1985, № 8. С. 54-57.

16.Коплус А.В., Летягин В.С., Буйволова Т.Н. Выделение информативных геохимических признаков для оценки флюоритовых объектов при поисковых работах // Изв. ВУЗов. Сер. геол. и разведка, 1986, № 6. С. 86-90.

17.Котов П.А., Котова А.И. К методике локального прогноза и оценки прогнозных ресурсов флюоритового оруденения в Забайкалье / Тез. докл. Всесоюзн. конф.: Повышение эффективности научного обоснования локального прогноза месторождений рудных полезных ископаемых, М.; 23-27 мая 1987 г. / М.: 1987. С. 112-114.

18.Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллий-флюоритовые руды Вознесенского рудного района (Приморье, Россия) // Геология рудных м-ний, 1997, т. 39, № 5. С. 442-455.

19.Методические указания по оценке, апробации и учету прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых / М.: ВИЭМС, 1997. 16с.

20.Неженский И.А. Научные основы оценки прогнозных ресурсов и стоимости минерального сырья в недрах. Автореферат докт. диссерт. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 1997. 71с.

21.Петрищевский А.М., Холин В.Г., Цой В.В. Физико-геохимические модели флюоритовых месторождений Приморья // Геология рудных м-ний, 1992, № 6. С. 48-60.

22.Положение о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям (твердые полезные ископаемые). М.: ВИЭМС, 1999. 28с.

23.Покалов В.Т., Пахомов М.И. Технология прогнозных работ при ГСР-200 / М.: "Геоинформмарк", 2000. 57 с.

24.Харченков А.Г. Принципы и методы прогнозирования минеральных ресурсов. М., 1987.

12. МУСКОВИТ ЛИСТОВОЙ

12.1. Размещение месторождений в земной коре. Связь с геологическими и пегматитовыми формациями

В составе верхней части земной коры мусковит распространен очень широко, уступая только кварцу и основным видам полевых шпатов. Но промышленные его концентрации встречаются не так уж часто и имеются в месторождениях лишь четырех генетических типов: гранитных пегматитах, грейзенах, метаморфических сланцах и корах выветривания. Три последних служат источником только мелкого (нелистового) мусковита для производства молотой и дробленой слюды. Месторождения ***листового мусковита*** (площадь кристаллов в плоскости спайности $\geq 4см^2$ - *забойный сырец* - при наличии у значительной их части бездефектной поверхности $\geq 3см^2$ - *промсырец*) в перечисленном генетическом ряду наиболее редки. Все они связаны с гранитными пегматитами. Из шести их основных формаций промышленно продуктивными на листовой мусковит являются только две: мусковитовая и редкометалльно-мусковитовая. Они выделяются рядом особенностей условий локализации, фиксируемых при различных геологических исследованиях (табл. 12.1).

Пегматиты названных формаций чаще всего характеризуются протерозойским или палеозойский возрастом. Объекты редкометалльно-мусковитовой формации известны и в более молодых складчатых системах, но их промышленное значение исчезающе мало из-за небольших запасов и низкого качества сырья. Образованию этих пегматитовых формаций предшествовало длительное ($n \times 10^8$ лет) осадконакопление в депрессионных структурах интра- или периконтинентальных областей, приводившее к формированию мощных толщ с обязательной значительной долей терригенных отложений в их составе. Проявление затем на этих территориях орогенических процессов вследствие развития интенсивного складко- и надвигообразования (вплоть до покровной тектоники) приводило к существенному увеличению мощности верхней части земной коры, повышенной генерации и консервации тепла на ее абиссальных уровнях, а как следствие – к региональному метаморфизму амфиболитовой фации ($T=550\text{-}700\ ^0C$ и $P_{общ}=5\text{-}9$ кбар) и магматизму материнской мигматит-гранитной формации, формирующейся в этих условиях. Поэтому месторождения листового мусковита можно встретить только в складчато-метаморфических поясах, которые в настоящее время располагаются на щитах и в обрамлении платформ.

Пегматиты мусковитовой формации от редкометалльно-мусковитовой отличаются: а) широким развитием жил плагиоклазового, т.е. безмикроклинового, состава, б) резко доминирующим, обычно исключительным, развитием коричневого (разных оттенков), а не буро-зеленого и светло-зеленого мусковита, в) отсутствием или очень слабым развитием как первично магматического альбита, так и метасоматической альбитизации, г) редкостью берилла и практическим отсутствием других редкометалльных минералов, отсутствием миарол с цветными камнями, д) всегда низкими содержаниями редких элементов в полевых шпатах и слюдах при геохимически высоких концентрациях в них Ba и Sr, особенно в ранних приконтактовых зонах.

В табл. 12.1 показано, что минерагеническая специализация пегматитов на формационном уровне связана с типом и уровнем метаморфизма в районах их развития [15, 24, 25]. Мусковитовая формация присуща умеренноградиентной кианит-силлиманитовой (Ky-Sil) фациальной серии, причем только средней части ее амфиболитовой фации, где в нормальных метапелитах равновесие в ассоциации ставролита с кианитом и гранатом сильно сдвинуто в сторону двух последних. Поэтому ставролита здесь немного или он отсутствует совсем. Редкометалльно-мусковитовая формация известна в породах амфиболитовой фации как Ky-Sil серии, так и высокоградиентной андалузит-силлиманитовой (And-Sil) и промежуточной кианит-андалузит-силлиманитовой (Ky-And-Sil). Но только в последнем случае эта формация может образо-

Классификация формаций гранитных пегматитов

Формации	Тектоническая позиция, возраст формации: интервал/ максимум интенсивности[1)]	Региональный метаморфизм вмещающих толщ синпегматитового тектоно- магматического этапа[2)]	Материнские формации; геохимическая аномальность гранитов и пегматитов	Преобладающие первичные зоны наиболее дифференцированных тел; типоморфные минералы; доминирующий тип автометасоматоза, наличие миарол[3)]	Полезные ископаемые[4)]
Редкоземельно-керамическая (РЗКФ)	Гранулито- гнейсовые зоны складчатых поясов, Ar_2-Pz_3/ Pr_1^2-Pz_1	sil-gr-cor-or, gr-hyp-cor-or субфации гранулитовой фации and-sil серии	Мигматит-гранит- субщелочнолейкогранитная; Ba, часто U, Ba/Rb >>1; ΣREE <кларка гранитов, LREE>HREE	Блоковая (ядра кварца, мономинеральная зона микроклина) окруженная мощной графической, плагиоклаз в интервале олигоклаз-альбит; роговая обманка, диопсид, биотит, ортит, бетафит, сфен с высоким содержанием REE, магнетит, циркон; *ab* - очень слабо, миаролы мелкие и крайне редки	Керамическое сырье
Мусковитовая (МФ)	Покровно- складчатые пояса, Pr_1^2-Pz_3 / Pr_1^2- Pz_1^1	ky-gr-bt-ms, st-ky-gr-bt-ms, sil-gr-bt-ms субфации амфиболитовой фации ky-sil серии	Мигматит-гранитная; Ba, Sr, Ba/Rb>>1	Блоковая (ядра кварца, мономинеральные зоны микроклина и/или олигоклаза, или их смешанная зона) и/или крупно-пегматоидная; биотит, мусковит, шерл, апатит, альмандин-спессартин, пирротин, ортит; *qz-ms*, миаролы как в РЗКФ	Листовой и мелкоразмерный мусковит, керамическое сырье
Редкометалльно мусковитовая (РММФ)	Покровно-складчатые пояса, Pr_1^2-Kz(?) / Pr_2-Pz_3	st-gr-bt-ms, sil-gr-bt-ms, sil-st-bt-ms, st-and-bt-ms субфации амфиболитовой фации ky-sil, ky-and-sil и and-sil серий	Мигматит-гранитная, гранит- лейкогранитная (в районах с РМФ); обычно Ba, часто Be, Ba/Rb>1	Аналогично МФ, но плагиоклаз кислее - олигоклаз- альбит, мусковит, биотит, берилл, турмалины (шерл, иногда – цветные), апатит, альмандин-спессартин, колумбит, касситерит, иногда амазонит; *ab*, *qz-ms*, миаролы с цветными бериллами и турмалинами обычны с Pr_3^2, с Mz представляют в жилах главный промышленный интерес	Листовой и мелкоразмерный мусковит, керамическое и камнецветное сырье сырье, Be, Ta
Редкометалльная (РМФ)	Парасланцевые части гранит- зеленокаменных областей, покровно-складчатые пояса, Ar_2-Kz/ Ar_3-Pz_3	cor-and-ms, cor-st-gr, bt-st-ms-and, and-gr-bt-ms амфиболитовой фации and-sil серии, если метаморфизм ниже, то пегматиты в гранитах и/или зоне их экзоконтактовых изменений	Гранодиорит-лейкогранитная, гранит-лейкогранитная, гранит-субщелочногранитная, гранит- лейкогранит- аляскитовая; Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be, Sn, P, B, иногда F, Ba/Rb ≥<1	Близко МФ и РММФ, но олигоклаз очень редко преобладает над альбитом, часто его нет, обычна блоковая зона сподумена или петалита; берилл, мусковит, тантало-ниобаты, в т.ч. редкоземельные, Rb-Li слюды, поллуцит, иногда – амазонит, разнообразные турмалины и фосфаты, касситерит, спессартин и мн. др.; *ab, grz* часто сильные, миаролы с разнообразным выполнением – важная роль с Pr_3^2, доминирующая – с Pz_3	Ta, Li, Rb, Cs, Nb, Be, Sn, керамическое и камнецветное сырье, мелкоразмерный мусковит
Редкометалльно-редкоземельная (РМРЗФ)	Зоны активизации: обрамление сиалических рифтов, «горячие поля», Ar_3-Kz/ Pr_2 - Mz	Жилы преимущественно залегают в материнских массивах, часть – в зонах экзоконтактовых изменений	Сиенит-щелочногранитная, сиенит-монцонит- щелочногранитная; Y, REE, Nb, Be, Th, F, HREE>LREE	Близко с РЗКФ, но калишпат часто в виде амазонита; флюорит, берилл, фергусонит, гадолинит, эвксенит, биотит и др. минералы REE, топаз, эгирин, гастингсит, астрофиллит, магнетит; *ab*, миаролы типичны, особенно с Pr_3	REE, Nb, камнецветное сырье
Хрусталеносная (ХФ)	Проторифты, активные окраины и покровно- складчатые пояса, Pr_2-Kz / Pz_3-Kz	Большинство жил – внутри массивов, часть может быть в зонах их экзоконтактовых изменений	Рапакивигранитная (Pr), гранит- лейкогранит- аляскитовая и мн. др.; F, Be, в фанерозойских складчатых поясах – часто, как у РМФ	Блоковая зона обычна, но малообъемна, большая роль графических зон, микроклин преобладает над альбитом; горный хрусталь, топаз, оптический флюорит, бериллы, цветные турмалины, в мезокайнозойских – часто тантало- ниобаты, касситерит, Rb-Li слюды, амазонит; *ab*, *grz*– все умеренно; миаролы чрезвычайно обильны и большеобъемны	Камнецветное сырье, пьезооптическое и оптическое сырье

[1)] нижний индекс указан, исходя из трехуровневого деления (ранний-средний-поздний), верхний – из двухуровневого (начало-конец), [2)]and - андалузит, bt - биотит, cor - кордиерит, gr - гранат, hyp - гиперстен, ky - кианит, ms - мусковит, or - калишпат, sil - силлиманит, st- ставролит; [3)]Замещающие комплексы: *ab* - альбитизация (слюды и ,особенно, кварц в подчиненном количестве), *qz-ms* - кварц-мусковитовый (слюда не чешуйчатая, а в объемных кристаллах), *grz* – грейзенизация (кварц с чешуйчатыми светлыми слюдами); [4)] Подчеркнуты важные современные промышленные источники, камнесамоцветное сырье – драгоценные, поделочные и музейно-коллекционные камни.

вывать крупные промышленные объекты (Восточнобразильская и Раджастанская провинции), а мусковитовая здесь обычно отсутствует совсем. Для двух первых вариантов типичны небольшие скопления редкометалльно-мусковитовых пегматитов. В районах Ky-Sil серии они локализуются в метапелитовой толще или в зоне самой начальной редукции ставролита в пользу кианита и граната, или в пределах полей мусковитовой формации, но с явными признаками относительно позднего внедрения (более мощные аплитовидные приконтактовые оторочки, иногда - пересечения с мусковитовыми пегматитами), происшедшего в конце активной фазы развития вмещающего геоблока при меньшем литостатическом давлении. В And-Sil серии они локализуются в области устойчивости в метапелитах парагенезиса силлиманита с мусковитом (до начала вытеснения последнего калишпатом). Поскольку слюдоносные пегматиты в районах с And-Sil типом метаморфизма из-за крайне низких качественных показателей сырья не представляют практического интереса на листовой мусковит (как в настоящее время, так и на обозримую дальнюю перспективу), то они из дальнейшего рассмотрения в рамках данного методического руководства исключены.

Промышленно слюдоносные тела обеих формаций могут залегать как в материнских гранитах, так и в метаморфических породах. Причем их соотношение в разных районах может сильно варьировать. Так, в районах Беломорской провинции (обе формации) продуктивны только внегранитные пегматиты, в Мамском районе Северобайкальской провинции (мусковитовая формация) жилы внутри массивов гранитов и в их апофизах несут значительную, но все же незначмтельную часть разведанных запасов, а в Бирулинском районе Таймырской провинции (редкометалльно-мусковитовая формация) внутригранитные тела определяют прогнозный потенциал. Пегматитовые тела располагаются не хаотично, а закономерно относительно гранитных массивов или тектонических структур, образуя пегматитовые поля.

Минерагенически обе продуктивные на листовой мусковит формации комплексны [22, 26]. Помимо него пегматиты мусковитовой формации могут служить источником мелкоразмерной слюды, микроклина и микроклинового пегматита для керамики и меньше - кварца для кварцевой керамики и производства специальных кварцевых материалов. Редкометалльно-мусковитовые пегматиты иногда являются сверх перечисленного объектом добычи берилла, еще реже - тантало-ниобатов. В некоторых провинциях (например, в Бразилии, Пакистане) существенную ценность в данной формации представляют цветные камни в миаролах, в том числе ювелирные (чаще всего - полихромный турмалин и разновидности берилла). При этом листовой мусковит на многих таких месторождениях имеет очень высокие средние содержания (70-120 кг/м^3 и более) – в 2-3 раза больше, чем на хороших месторождениях мусковитовой формации. Но его потребительские свойства намного хуже.

12.2. Промышленные типы месторождений

Промышленная классификация мусковитовых пегматитов основывается на том, какие виды сырья могут быть рентабельно из них извлечены в зависимости от минерального состава и внутреннего строения, определяемого характером зональности (табл. 12.2). Соотношение и предполагаемое качество разных полезных ископаемых должны определять выбор схемы отработки и обогащения жильной массы, чтобы при наличии значимых концентраций крупноразмерного высокосортного слюдяного кристаллосырья максимально сберечь его от техногенных деформаций, так как оно самое редкое и в промышленном отношении самое ценное из всего извлекаемого на этих объектах.

Сырьевые группы среди пегматитовых жил выделяются по соотношению запасов керамического сырья и листового мусковита. Пегматиты керамической группы не являются промышленным источником мусковита из-за его очень низкого содержания и качества, но жилы с повышенным количеством калишпата относительно плагиоклаза представляют большой интерес для добычи керамического сырья. И поскольку все они встречаются в единых пегматитовых полях, необходимо их четко различать по приведенным признакам.

Для керамико-слюдяной и слюдяной групп содержание и качество мусковита существенно зависят от его промышленно-генетического типа. Выделяют три типа ослюденения, представляющих в пегматитах практический интерес.

Пегматоидный мусковит образовывался непосредственно из расплава. Он встречается и в виде единичных кристаллов, и как разобщенные их скопления (гнезда, «кочки»), и как сплошные мусковитовые «пояса». Кристаллы нередко бывают крупных размеров - до 1 м, иногда больше. Их форма и качество во многом зависят от способа роста. Реберный способ давал

Таблица 12.2

Промышленная классификация пегматитов мусковитовой формации

Пегматиты		Основные черты внутреннего строения пегматитовых тел	Обычные запасы слюды в жилах; $C_{ср}$, кг/м^3; ее качество	Группа	Типовые объекты: месторождения, номера жил
Тип	подтип				
Плагиоклазовый	1.1 Мусковит- плагиоклазовый с пегматоидным мусковитом	Зональные с преобладанием поздних блоково-пегматоидных зон; КВ ядро 20-30%, 0< МИ/ПЛ <0.1	Мелкие; 50-100; высокое, среднее	Слюдяная	Слюдянское 2-2а, 127, Олонгро 1, 66, Перти-Варакка3-50, Плотина 6, 54
	1.2 Мусковит ± биотит- плагиоклазовый со смешанным ослюденением	Участково-зональные: на фоне преобладающих графических структур блоково-пегматоидные зоны	Мелкие; 10-40; низкое, среднее		Слюдянское 8, 9, 196, Мочикит 147, 312, 438
	1.3 Мусковит-биотит- плагиоклазовый с "трещинным" мусковитом и КМК	От массивных крупноблоковых до участково-зональных с преобладанием блоково- графических зон с меньшими размерами блоков ПЛ	Крупные, средние; 10-40; низкое, среднее, редко высокое		Мочикит 163, 226, 382, 441, Довгокитское 403, 254
Двуполевошпатовый	2.1 Мусковит-микроклин- плагиоклазовый и мусковит- плагиоклаз-микроклиновый с пегматоидным мусковитом	Зональные с преобладанием блоково- пегматоидных зон, КВ ядро 20-30%; графического пегматита мало, 0.2< МИ/ПЛ <1.3	Средние, мелкие; 45-100; высокое, среднее	Керамико-слюдяная ($Q_{кер}/Q_{мус}=1\div15$)	Чуйское 1, 2, 588, 837, Луговка 19, 24, Согдиондон 6,7,7а, Плотина 8-9, 115, Малиновая Варакка 152
	2.2 Мусковит-биотит- плагиоклаз-микроклиновый с КМК и пегматоидным мусковитом	Зональные участково-зональные: графический пегматит 50 - 70%, блоково- пегматоидные зоны <50%; к крупнолейстовому БИ во всех зонах тяготеет КМК, 1< МИ/ПЛ <1.5	Мелкие, средние; 20-30; среднее, высокое		Согдиондон 360,454, Луговка 15, Плотина 34, 62, Малиновая Варакка 11-39
	2.3 Мусковит-биотит- плагиоклаз-микроклиновый с КМК	Участково-зональные, массивные, графический пегматит >70%, везде БИ, к которому приурочен КМК, 1< МИ/ПЛ <1.6	Средние, крупные; 20-25; низкое, среднее		Витимское 19, 28, 39, 44, 83,113, Колотовка 233, 237, Луговка 309
	2.4 Мусковит-биотит- плагиоклаз-микроклиновый	Близко к 2.2, но при бóльших значениях МИ/ПЛ, мусковита мало: КМК тяготеет к блоковому ПЛ, ПМ очень ельчатый	Мелкие, средние; 8-13; низкое; по мусковиту забалансовые или без запасов	Керамическая	Хето-Ламбино 1-10, 99, 123-130, Попов Наволок 5, 6, Бол. Тэдино
	2.5 Биотит-плагиоклаз- микроклиновый	Близко к 2.1, но без мусковита и при МИ/ПЛ >1.5	Без делового мусковита		Куру-Ваара, им. Чкалова
	2.6 Плагиоклаз-микроклиновый	Близко к 2.3, но МИ/ПЛ>1.5, слюд мало			Отрадное

Примечания. ПМ – пегматоидный мусковит, КМК - мусковит кварц-мусковитового комплекса, КВ - кварц, БИ - биотит, ПЛ – плагиоклаз, МИ - микроклин; запасы жил: мелкие - <200 т, средние - <1000 т; $Q_{кер}$, $Q_{мус}$ – запасы керамического сырья и листового мусковита соответственно.

начало лейстовидным (двух-трехгранным) выделениям. Их обычно находят на границе кварцевого ядра и полевошпатовой зоны или как обрамление ядра со стороны висячего контакта. К нему кристаллы ориентированы преимущественно ортогонально плоскостью спайности. Основные дефекты этой разновидности - ельчатость и клиновидность - обусловлены самим способом роста. Чем меньше кристалл с такими дефектами, тем ниже вероятность его хорошего качества. Как правило, более высококачественный таблитчатый пегматоидный мусковит, образовывался при тангенциальном способе роста. Его типичное место локализации - внутри пегматоидной зоны плагиоклазового и микроклин-плагиоклазового состава. Обычно он высокосортен при любых размерах [26].

Мусковит *кварц-мусковитового комплекса (КМК)* находится всегда в тесной ассоциации с кварцем, образуя с ним агрегаты в объемном соотношении, близком 1:1. Их возникновение обусловлено автометасоматическим замещением полевых шпатов. Кристаллы слюды из КМК пластинчатые, таблитчатые или столбчатые плотные, но небольших размеров (2-15 см в поперечнике). Наиболее качественные кристаллы возникали при замещении блоково-графических зон плагиоклаз-микроклинового состава, где они нарастали как на затравку на крупные лейсты биотита.

Мусковит *по биотиту ("трещинный")* играет ведущую роль в части ранних плагиоклазовых жил, в которых мог кристаллизоваться с биотитом одновременно, обрастать или замещать его. Среднее качество самое низкое среди разновидностей мусковита: обычны включения биотита, пятнистость и деформированность. Последняя возникала в период, когда в те же блоки пород внедрялись более поздние двуполевошпатовые гранитоиды. Исключения с хорошим качеством сырья на этом фоне единичны.

Преимущественное развитие того или иного типа мусковита обнаруживает свою связь с внутренним строением пегматитов. Это учтено при выделении подтипов, которые имеют разную практическую ценность (см. табл. 12.2).

Поскольку пегматиты редкометалльно-мусковитовой формации в нашей стране уже полвека не отрабатываются, то для них нет достаточных статистических данных, которые дали бы возможность составить столь же подробную классификацию. Но из-за того, что в среди пегматитов этой формации почти не встречаются жилы с высококачественным сырьем, на современном этапе не имеет смысла доводить их оценку до высоких категорий прогнозных ресурсов, где такая классификация главным образом и нужна. На особый случай можно использовать классификацию из табл. 12.2 с поправкой на то, что даже в дифференцированных подтипах редкометалльно-мусковитовых пегматитов высококачественное сырье маловероятно.

12.3. Категории прогнозных площадей, их геологические модели, принципы выделения и оконтуривания

Слюдоносные пегматитовые провинции - крупные фрагменты континентальной земной коры, которые в тектоно-магматический этап, синхронный продуктивному пегматитогенезу, испытали в условиях сильного тангенциального сжатия существенное увеличение мощности верхней части земной коры и ее разогрев за счет интенсивной складчатости и надвигообразования, т.е. превратились в покровно-складчатые области. Главными индикаторами прохождения таких процессов служат: а) напряженная складчатость (вплоть до изоклинальной опрокинутой), осложненная как зонами рассланцевания, так и брахикупольными или валобразными гнейсогранитными структурами, б) зональный метаморфизм Ky-Sil или Ky-And-Sil фациальных серий, достигающий амфиболитовой фации, в) магматизм мигматит-гранитной формации.

В зависимости от геотектонической позиции, природы субстрата и времени формирования складчатого пояса среди локализующихся в них мусковитоносных пегматитовых провинциях может быть выделено три типа.

Провинции первого типа, названного *беломорским*, приурочены к протерозойским поясам тектоно-термальной переработки (ТТП). Их субстрат - преимущественно позднеархейские гранит-зеленокаменные области, сложенные тремя основными типами метапород: а) тоналито- и гранодиорито-гнейсами, б) метабазитовыми амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, в) плагиоклазовыми парагнейсами и сланцами. Иногда субстратом служат раннепротерозойские зеленокаменно-парагнейсовые пояса. Все они испытали после первой консолидации повторное, иногда неоднократное, воздействие деформаций и метаморфизма, с последним этапом которых связан продуктивный пегматитогенез. Отличительная особенность многих поясов ТТП - нали-

чие высокобарических гранулитов данного возраста. К этому типу относятся Беломорская, Центральнокольская, Алдано-Становая, Бихарская, Раджастанская, Восточногатская, Восточнобразильская, Центральноавстралийская и Зимбабвийская провинции. Возраст пегматитов от позднекарельского до позднебайкальского.

Провинции, относимые ко второму типу, названному *мамским*, образовались на позднеорогенном этапе формирования складчатых поясов на месте энсиалических прогибов (палеорифтов) с мощным (до 10 км) существенно терригенным разрезом осадочной толщи при умеренном развитии карбонатных пород и редуцированном (<10% мощности разреза) - вулканогенных. Синпегматитовый метаморфизм всегда ниже гранулитовой фации. К этому типу относятся Северобайкальская, Енисейская, Восточносаянская, Внутреннемонгольская провинции. Возраст вмещающих не выходит за рамки протерозоя, а пегматитов - за временной интервал, указанный для беломорского типа.

К третьему типу относятся провинции в фанерозойских складчатых поясах. Слюдоносные районы располагаются здесь в совместно деформированных и метаморфизованых фрагментах бывших пассивных континентальных окраин, задуговых и островодужных комплексов, которые часто сменяют друг друга вкрест и вдоль простирания орогенно-складчатого пояса. Максимум метаморфизма - в амфиболитовой фации на уровне силлиманит-мусковитового равновесия. К данному типу, названному *уральским*, относятся Таймырская, Уральская, Забайкальская, Монголо-Алтайская, Тяньшаньская, Гималайская и Аппалачская провинции.

Размеры провинций от $n\times10^3$ (Восточносаянская) до $n\times10^4$ (Аппалачская, Северобайкальская и др.) км^2, причем длина в пять и более раз больше их ширины. Естественными границами провинций служат шовные зоны, ограничивающие покровно-складчатые орогены, в которых они локализованы. Мусковитовые провинции не являются непосредственным объектом оценки прогнозных ресурсов, но некоторые их особенности должны учитываться при оценке минерагенических объектов более высокого порядка – районов, полей.

Внутри провинции может быть один-два, редко больше, *слюдоносных района*, занимающих всегда только ее часть. Но их положение подчинено общей региональной тектонической структуре. Размеры районов - от сотен (Бирюсинский) до тысяч (Мамский) квадратных километров, т.е. иногда больше некоторых провинций. Их контуры внутри провинции определяются следующей совокупностью признаков: а) вмещающая толща обязательно содержит метатерригенные породы (гранат-биотитовые и двуслюдяные плагиогнейсы и сланцы) при возможном широком распространении метавулканических и карбонатных пород, б) ее региональный метаморфизм Ky-Sil или Ky-And-Sil фациальных серий, достигающий не менее, чем амфиболитовой фации на уровне равновесия в нормальных метапелитах (химизм последних в %: $52<SiO_2<67$, $15<Al_2O_3<22$, $4<\Sigma FeO<9$, $1,5<MgO<5$, $1.5<K_2O<4$) кианита и/или силлиманита при возможном присутствии андалузита, с альмандином, ставролитом, биотитом и мусковитом, в) наличие мигматит-гранитной формации, представленной плагиомигматитами, плагиогранитами и/или плагиоклаз-микроклиновыми гранитами (те и другие двуслюдяные), а также их пегматитами (рис. 12.1).

Граниты формации относятся к известково-щелочному типу, двуслюдяные с варьирующим соотношением биотита и мусковита при их суммарной доле, в среднем не превышающей 10%, т.е. преимущественно мезо- и лейкократовые. Граниты крупнокристаллические неравномернозернистые пегматоидного облика. Петрохимически они отличаются от материнских гранитоидов прочих пегматитовых формаций - хрусталеносной, редкометалльно-редкоземельной и редкоземельно-керамической – более низкой щелочностью, но высокой глиноземистостью и извесковистостью, а от редкометалльной – только повышенной известковистостью. Геохимически граниты пегматитов мусковитовой формации характеризуются (относительно гранитного кларка, по А.П. Виноградову) обедненностью большинством редких литофильных элементов, но высокими концентрациями Ba и Sr при высоком отношении Ba/Rb. У материнских гранитов редкометалльно-мусковитовой формации нередко встречается небольшое превышение кларка Be, Pb, Nb и редких щелочей, но оно меньше, чем может наблюдаться для редкометалльной формации [20].

В районах беломорского типа развития гранито-гнейсовые купола представляют собой тесную ассоциацию ультраметагенных пород, главным образом древних гнейсо-гранитов, существенно регенерированных в тектоно-магматический этап, синхронный пегматитогенезу. Они состоят из «переслаивания» слабо мигматизированных гнейсов и теневых мигматитов с лейкократовыми гранитами олигоклазового и олигоклаз-микроклинового состава [18].

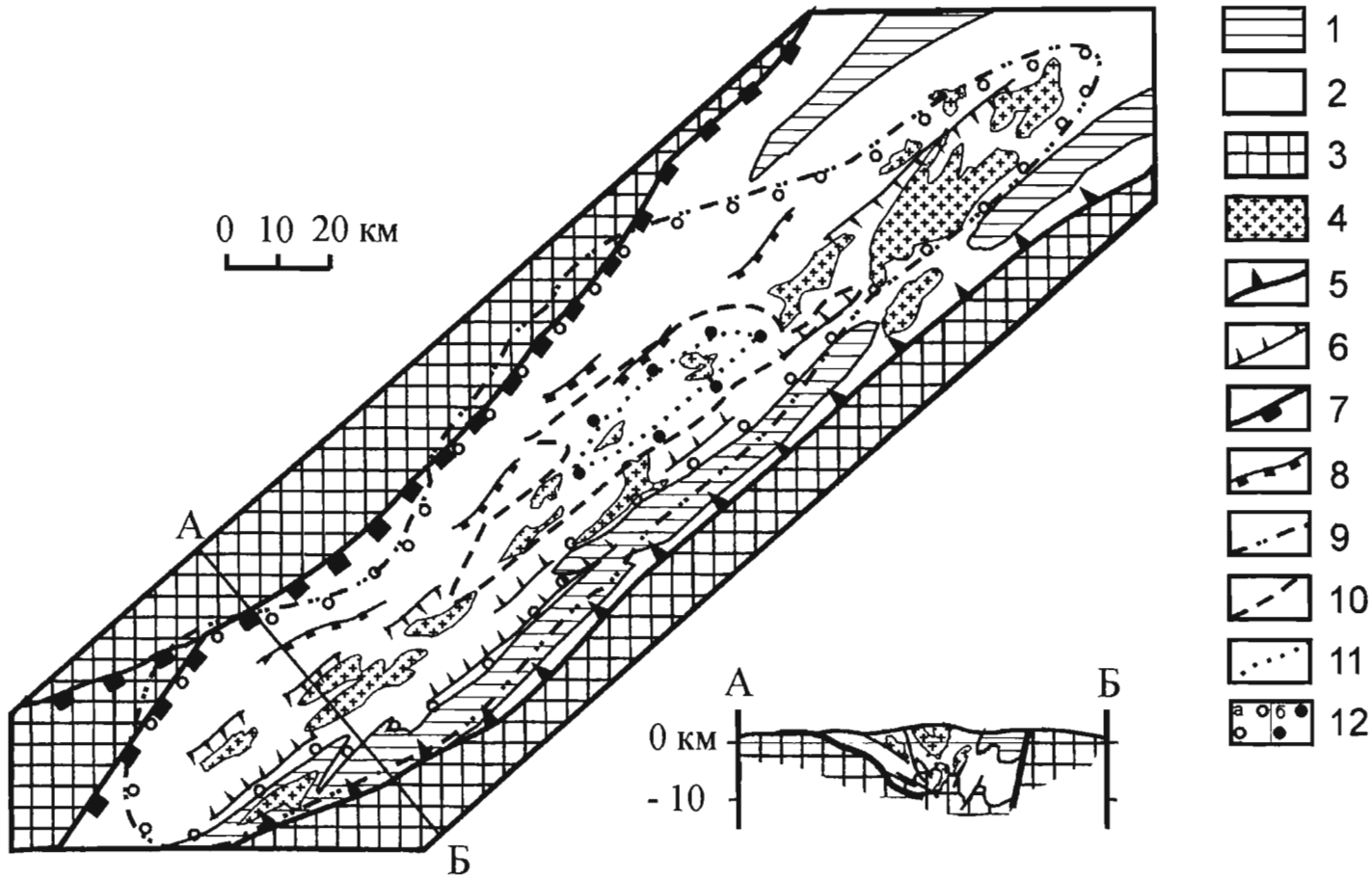


Рис. 12.1. Геолого-прогнозная модель мусковитоносного района при ГСР-200.

1-метавулканиты, мраморы и кальцифиры с маломощными прослоями метатерригенных пород; 2 – толща метатерригенных пород с прослоями метавулканитов, кварцитов, кальцифиров; 3- породы древнего фундамента: глубокометаморфизованный (уровень гранулитов и высокоградных амфиболитов) комплекс терригенно-вулканогенных и интрузивных (габброиды, гранодиориты, тоналиты и биотит-амфиболовые граниты) пород; 4- пегматоидные слюдяные граниты мигматит- гранитной формации; 5, 6- крутопадающие взбросы, взбросо-сдвиги: 5- региональные, 6- локальные; 7, 8- надвиги, сдвиго-надвиги: 7- региональные, 8- локальные; 9-11- изограды минералов в метатеригенных породах: 9-кианита, вытесняющего ставролит из парагенезисов с мусковитом, альмандином и биотитом, 10- силлиманита, вытесняющего кианит, 11- калишпата, вытесняющего мусковит; 12- границы потенциально мусковитоносной территории района по совокупности литологического, метаморфического и магматического критериев – территория оценки прогнозных ресурсов кат. P_3

Районы содержат многие сотни - тысячи продуктивных пегматитовых тел. Распределение гранитов и пегматитов при этом всегда неравномерное с широко варьирующейся градиентностью. Например, в районах Беломорской провинции поля расположены дискретно и разделены многокилометровыми "пустыми" пространствами. В Мамском же районе внутри мусковитоносной полосы значительных бесслюдных площадей немного - часто одно поле от другого отделяется весьма условно участком с относительно небольшим пегматитонасыщением.

Таким образом, при ГСР-200 прогнозная, т.е. потенциально продуктивная площадь слюдоносного района, должна быть ограничена распространением мигматит-гранитной формации в толщах, где в нормальных метапелитах устойчивы минеральная ассоциация плагиоклаз(An_{15-35})-альмандин-биотит-мусковит±ставролит±кианит±силлиманит, т.е. средняя часть амфиболитовой фации. Андалузит возможен, но только при наличии и кианита, иначе это будет неперспективная And-Sil серия. Появление в ассоциации с силлиманитом калишпата вместо мусковита - верхнее ограничение распространения промышленно слюдоносных пегматитов в метапородах. Если по краю прогнозируемой территории развиты легко выражаемые в масштабе карты крупные таксоны толщи (свиты, серии свит), в которых резко доминируют амфибол и калишпатсодержащие ортогнейсы и/или мраморы и кальцифиры, то они также должны быть исключены как заведомо бесслюдные (см. рис. 12.1). Внутри района из общего контура они могут не исключаться, но их наличие должно быть учтено при расчете удельной слюдоносности.

Пегматитовое (рудное) поле - участок слюдоносного района с повышенной и обычно неравномерной концентрацией пегматитовых жил, контролируемый структурой II-III порядка типа гранито-гнейсовых купола или антиформного вала, региональной флексуры и т.д. Площадь поля определяют границы контролирующих структур в сочетании с благоприятными для образования промышленных пегматитов горизонтами пород. Центры полей всегда характеризуются повышенной насыщенностью пегматитового и/или гранитного вещества. Нередко устанавливается связь пегматитовых полей с конкретными магматическими очагами-массивами, которые могут выходить на уровень эрозионного среза или фиксироваться по геофизическим данным (рис. 12.2). Эволюция этих очагов и отделившихся от них порций расплава во взаимодействии с вмещающей средой и определили основные черты пегматитовых полей. Максимальные концентрации жил могут захватывать массивы материнских гранитов, как, например, в Мамском районе, так и располагаться вблизи, но все же за их пределами, что типично для Беломорья. По мере удаления от этих центров среднее пегматитонасыщение толщи при возможном наличии отдельных локальных максимумов падает. Для наиболее удаленных зон (до 10 км по латерали в крупных полях) характерны одиночные тела, некоторые из которых бывают весьма ценны для слюдодобычи. Достоверно же прогнозировать их при крупномасштабных ГРР практически невозможно, а планомерно искать, особенно если они "слепые"или перекрыты чехлом рыхлых отложений (>2 м), экономически нецелесообразно. Основная же часть жил как с крупными запасами, так и с высококачественным сырьем, локализуются относительно массивов в ближней и промежуточной зонах.

Размещение жил в пегматитовых полях за пределами материнских массивов контролируется зонами крупнополостной трещиноватости, которые развились при взаимодействии напряжений, связанных с одной стороны с региональным полем сжатия, формировавшим весь ороген, и с другой - локальными полями сжатия и растяжения иного направления, возникавшими при гранитном купологенезе, флексурообразовании и т.п. Так, в Беломорской провинции значительная часть полей (месторождений) локализована в пределах антиформных структур II-III порядка – так называемый блок-антиклиналей. Скопления жил при этом отмечаются или в их внутренних частях, или, что встречается чаще, в сформировавшихся при глубинном оползания анизотропной толщи метапород полях трещиноватости на их крыльях в виде удлиненных в одном направлении зон.

В Мамском районе и его аналогах также широко были использованы эти механизмы, но морфология полей более разнообразна. Ранние плагиоклазовые пегматиты в зонах интенсивного гранитонасыщения толщи контролируются крупными овалообразными гигантомигматитовыми залежами и обрамляющими их крутопадающими зонами линейной складчатости и рассланцевания, а в более удаленных зонах – опрокинутыми с пологими осевыми плоскостями изоклинальными продольными складками III-IV порядка и сопровождающими их разрывными нарушениями. Резко доминируют согласные и субсогласные тела.

Высокие концентрации двуполевошпатовых пегматитов отмечаются в гнейсо- гранитных

брахикупольных структурах III порядка, в которых граниты формируют сетчатые массивы. Жилы локализуются как внутри гранитов и их апофиз, так и в гигантских (многосотметровых) останцах-ксенолитах вмещающих пород. Поскольку подобные брахикупольные структуры занимают меньше четверти района, то бóльшая часть жильных скоплений локализована вне их и контролируется более мелкими открытыми продольными, диагональными и поперечными складчатыми формами, усложняющими линейные структуры первого этапа складчатости (последние упомянуты выше как контролирующие для плагиопегматитов). В основном это секущие тела в трещинах отрыва, реже – скола, а также их комбинации. Участки локализации жильных скоплений при этом могут иметь в плане как изометричную, так и линейную форму.

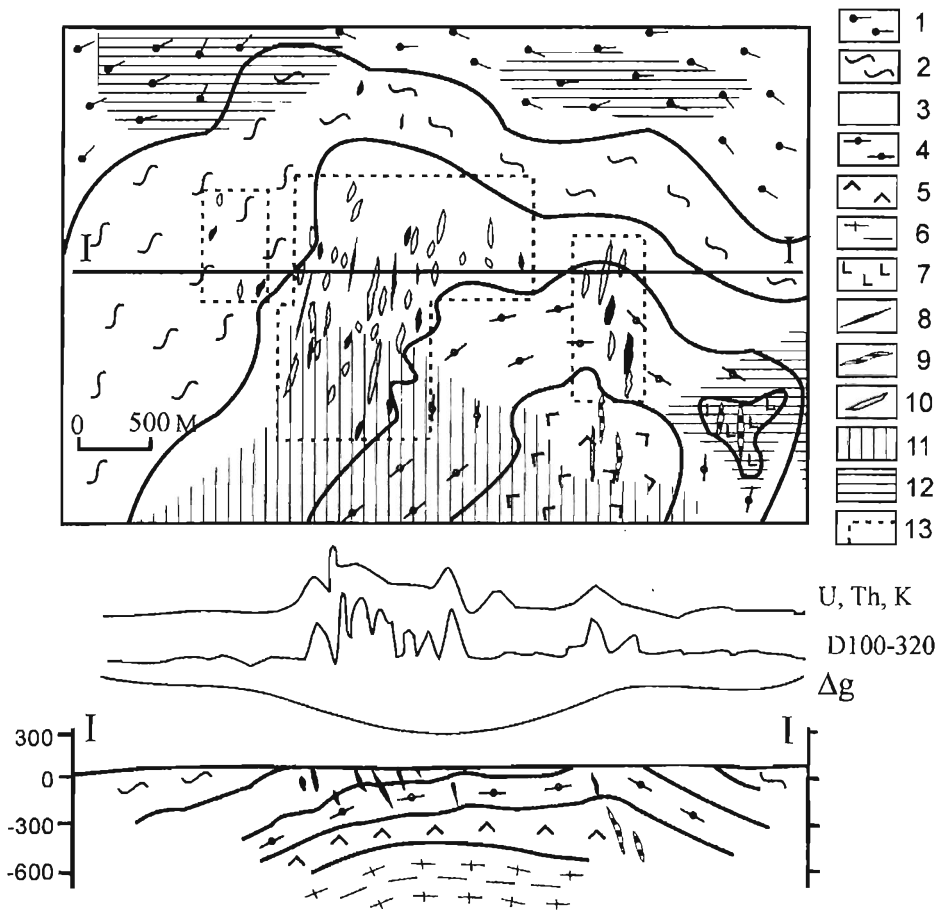


Рис. 12.2. Геолого-прогнозная модель мусковитоносного пегматитового поля по данным геолого-съемочных и поисковых работах м-ба 1:50 000 – 1: 10 000.

1- амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы с линзами амфиболитов и прослоями гранат- биотитовых гнейсов; 2- мелкозернистые гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы с прослоями карбонатно-силикатных пород и кианит-гранат-двуслюдяных гнейсов; 3- средне- крупнозернистые гранат- биотитовые и двуслюдяные гнейсы и сланцы с редкими прослоями кианит-гранат-двуслюдяных гнейсов и амфиболовых гнейсов; 4- средне- грубозернистые двуслюдяные (±кианит±гранат) гнейсы и сланцы с прослоями гранат- биотитовых и биотитовых гнейсов и мелкими телами мусковитовых гранитов; 5- интенсивно мигматизированные породы: микроклин-биотитовые (±амфибол) и амфибол-биотитовые гнейсы с редкими маломощными прослоями кианит-гранат-дуслюдяных и гранат дуслюдяных гнейсов и сланцев; 6- двуслюдяные граниты с перемежающимися участками равномернозернистого, пегматоидного и сланцеватого сложения; 7- тела амфиболитов, в том числе гранатовых; 8-10- пегматитовые жилы: 8- слюдяной и керамико-слюдяной групп, 9- керамической группы, 10- не выходящие на поверхность (только на плане); 11, 12- аномалии гравитационного поля: 11- отрицательные, 12- положительные; 13- границы участков оценки прогнозных ресурсов категории P_2, выделенных по совокупности геологических, геофизических и геохимических критериев. Кривые над разрезом - распределение по профилю: гамма-активности (U, Th, K), декрептоактивности метаморфических пород в интервале 100-320 °С ($D_{100-320}$), ускорения силы тяжести (Δg).

Если в пределах поля присутствуют жилы обеих слюдоносных формаций, то пегматиты редкометалльно-мусковитовой обычно тяготеют к его периферии.

Среди вмещающих пород обязательно наличие их метатерригенных разновидностей, которые на уровне полей четко привязываются к определенным стратиграфическим горизон-

там. Наиболее благоприятные для слюдообразования в пегматитах пачки метапелитов - биотитовые и двуслюдяные плагиогнейсы и сланцы, особенно с кианитом и/или гранатом – выделяются как продуктивные.

Размеры подавляющего большинства полей укладываются в 10 км^2, но наиболее крупные достигают 20-40 км^2 (Мочикитское поле Мамского района, некоторые поля Бихарской, Раджастанской и других крупных провинций). Количество пегматитовых тел также колеблется от нескольких десятков до многих сотен.

Вследствие особенностей геологии мусковитоносных пегматитов с одной стороны и неравномерного развития ГРР в слюдоносных районах - с другой исторически сложилось так, что геолого-экономическое понятие *месторождение листового мусковита*, зафиксированное, например, в государственном балансе запасов, абсолютно по-разному может соотноситься с понятием пегматитовое поле. В одних случаях они практически тождественны, в других – месторождение объединяет несколько полей, в третьих – территория района разбита по орогидрографичеким признакам на рудничные поля–месторождения, в состав каждого из которых может входить или часть одного поля, или части нескольких полей. Например, первые два случая характерны для Беломорской провинции, а последний - для Мамского района Северобайкальской. Ниже, если нет особых оговорок, под месторождением будет подразумеваться первый вариант как наиболее геологичный и простой для модельного представления.

Жильный узел, куст - участок пегматитового поля (месторождения) с наивысшей концентрацией пространственно сближенных пегматитовых жил, характеризующихся общностью геолого-структурной позиции, сходных по морфологии, составу, строению и часто по характеру слюдоносности. Контролируется локальными элементами тектонической структуры IV-V порядков: изгибами в кровле гранитных массивов, ундуляцией шарниров антиклиналей, будинаж-структурами, зонами рассланцевания и т.д. Размер кустов обычно отвечает площади развития контролирующей ее структуры в благоприятном горизонте пород (см. рис. 12.2). Площади кустов – от десятых долей до первых квадратных километров. Количество жил - от нескольких единиц до первых десятков.

Скопления промышленно слюдоносных жил создавали при своем формировании метасоматические ореолы, минералогически выраженные во вмещающих породах зонами мусковитизации, окварцевания, сульфидизации, турмалинизации. Обычно они проявлены в геофизических и геохимических полях (см. раздел 12.4).

Промышленно слюдоносная пегматитовая жила - пегматитовое тело, содержащее одну или несколько слюдоносных зон. *Слюдоносная зона* – часть пегматитовой жилы со скоплениями кристаллов слюды, удовлетворяющих требованиям кондиций по содержанию, количеству и качеству. Размещение слюдоносной зоны подчиняется зональности пегматитового тела, от объема которого она составляет 5-20%, реже - до 70-80%. Контуры зон устанавливаются по данным разведки и опробования. Если в жиле несколько зон, то они разделены бесслюдными в промышленном отношении объемами пегматита.

Многолетними геологоразведочными работами доказано, что величина отношения слюдоносность/керамичность, определяющая отнесение жилы к той или иной сырьевой группе в табл. 12.2, сильно зависит от того, в каких по составу вмещающих породах жила в свое время сформировалась, а теперь залегает [18, 23, 26]. Преобладание в разрезе амфиболитов, амфиболовых и микроклиновых гнейсов очень благоприятствует пегматитам керамической группы. Доминирование гранат-биотитовых и двуслюдяных плагиогнейсов и сланцев, особенно кианитсодержащих, способствовало формированию керамико-слюдяной и слюдяной групп.

В них наибольший интерес для добычи листового мусковита представляют жилы подтипов 1.1, 2.1 и 2.2 (рис. 12.3), из сырья которых может быть получен полный спектр мусковитовых полуфабрикатов, в том числе и наиболее высококачественных. От прочих они отличаются максимальной степенью развития крупно- и гиганто-кристаллических блоковых и пегматоидных зон при предельной доле микроклина среди полевых шпатов 60% (обычно много меньше). Из сырца жил подтипов 1.2 и 2.3, выделяющихся очень большой долей графической зоны, получают только радиодетальную, рядовую конденсаторную и щипаную слюду. Подтип 1.3, за редким исключением, поставляет только щипаную слюду. Из всех перечисленных подтипов иногда возможна попутная добыча мелкоразмерного мусковита, а из калишпатовых – кускового микроклина. Пегматиты типа 2.4 уже несколько десятков лет на слюду не отрабатываются, а подтипы 2.5 и 2.6 промышленного мусковита не содержат. Для многих подтипов установлены

также заметные отличия в типоморфизме основных минералов: геохимии, упорядоченности, рентгено- и термолюминесценции и т.д. [17].

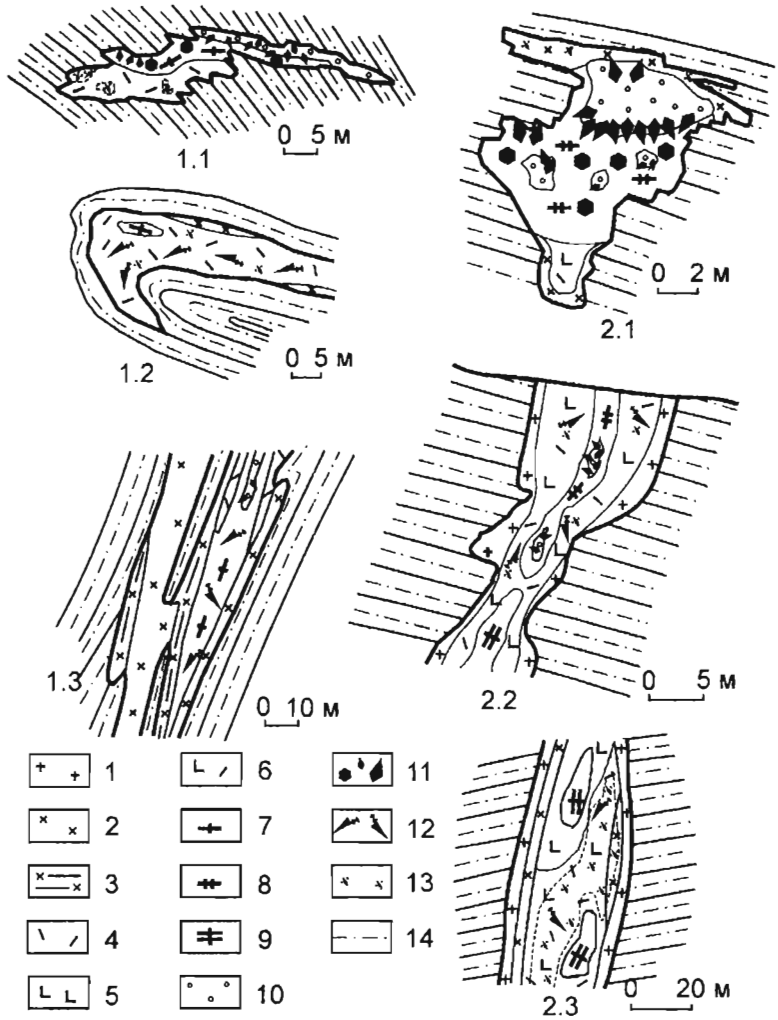


Рис. 12.3. Характерные поперечные разрезы жил из подтипов, продуктивных на листовой мусковит (см. табл. 12.2).

1-10 – зоны пегматитов: 1– аплитовидная, 2– ортотектитовая, 3– унаследованно-сланцеватая ортотектитовая, 4–6 – графические (4– плагиоклазовые, 5– микроклиновые, 6- микроклин-плагиоклазовые), 7–9– блоковые или пегматоидные (7- плагиоклазовые, 8– микроклин- плагиоклазовые, 9– микроклиновые), 10– кварцевые ядра; 11-13 – места максимальных концентраций мусковита: 11 – пегматоидного, 12 – по крупнолейстовому биотиту, 13 – кварц-мусковитового комплекса; 14 – вмещающие метапороды.

Морфология пегматитовых тел весьма разнообразна и во многом зависит от геологической предистории района, в частности, через обусловленный ею состав вмещающих пород, которые могут сильно различаться по своим физико-механическим свойствам, и через последовательность тектонических деформаций, ответственных за формирование локализующих пегматиты полостей. Так, в Беломорской провинции, имевшей одну фазу пегматитогенеза и относительно небольшую гетерогенность толщи на уровне полей, среди жил всех типов и подтипов преобладают морфологически простые маломощные секущие тела пластинчатой, линзовидно-пластинчатой формы одной-двух азимутальных ориентировок. В Мамском районе было две фазы продуктивного на листовой мусковит пегматитогенеза. Они проходили на фоне заметно отличающихся друг от друга региональных полей напряжений. Это усугубляется большой пестротой по составу и физико-механическим свойствам вмещающей для жил среды. Поэтому форма тел здесь намного более разнообразна, чем в Беломорье, а типы пегматитов характеризуются присущими им специфическими морфологическими особенностями. Среди ранних (I фаза) плагиоклазовых пегматитов преобладают согласные плитообразные, линзовидные и седловидные тела, залежи типа гигантомигматитов, а среди поздних (II фаза) двуполевошпатовых

- секущие разнообразной формы.

Размеры продуктивных пегматитовых тел колеблются в значительных пределах: длина по простиранию (*l*) иногда превышает 1 км, мощность (*m*) иногда приближается к 100 м, а длина по падению (*h*) или склонению (*f*) может быть больше 500 м. Но подавляющее большинство жил мелкие и средние: $l < 250$ м, $m < 10$ м, а $h < 80$ м. В массивах типа сетчатых залежей жилы очень редко достигают $l = 100$ м, $m = 5$ м, $h = 20$ м. Линзовидные пегматиты в пологих изгибах субгоризонтальной квазисогласной кровли некоторых массивов также мелкие, но часто группируются по 10 и более продуктивных (в том числе весьма богатых) тел на очень ограниченной площади (<1 км^2). Та же тенденция и в залежах типа гигантомигматитов, но жилы здесь нередко бывают крупными. Пегматиты в апофизах массивов также в среднем больше внутригранитных. Они или вдаются во вмещающие породы на многие сотни метров (пластинчатые тела), или склоняются на такие же расстояния вдоль субсогласного с умеренными углами падения контакта (трубообразные тела). Вероятные запасы в одной жиле растут в такой же последовательности.

Средние размеры пегматитовых тел вне гранитов во многом зависят от разреза вмещающей толщи на данном конкретном участке. Крупные тела находятся в пачках с определенным сочетанием относительно хрупких и пластичных пород: секущие дайкообразные - там, где первые преобладают, а вторые появляются в разрезе через каждые несколько десятков метров в виде прослоев мощностью в первые метры, брусковидные (межбудинные и т.п.) и согласные (плитообразные, в том числе с диагонально-секущими апофизами, седловидные, линзо-, ленто- и четковидные,) - при обратном их соотношении, а появлению трубообразных способствовала частая их перемежаемость. В немонотонных по составу толщах также широко развиты сложные по морфологии тела, в которых комбинируются в близкой пропорции согласные и секущие элементы.

12.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски слюдоносных площадей разного ранга

Для оконтуривания прогнозных минерагенических единиц разных рангов применяются следующие комплексы признаков.

Слюдоносные районы

Геотектонический. Слюдоносные районы локализованы только в пределах складчатых поясов, сформировавшихся на месте прогибов, в которых длительно накапливались вулканогенно-осадочные толщи.

Геохронологический. Возраст материнского гранитогенеза совпадает с поздними фазами складчатости, но не может быть древнее конца палеопротерозоя (~1,8 млрд. лет) при возрасте вмещающих пород не древнее позднего архея.

Метаморфический. Региональный метаморфизм Ky-Sil или Ky-And-Sil фациальных серий, достигающий не менее, чем амфиболитовой фации на уровне равновесия в нормальных метапелитах кианита (±андалузит±ставролит) и/или силлиманита с гранатом, биотитом и мусковитом. Распространением пород амфиболитовой фации, содержащих метапелиты с такой ассоциацией, принципиально и определяются границы продуктивной части слюдоносных районов.

Литологический. Наличие во вмещающей толще метатерригенных литологических разностей (плагиогнейсы и сланцы с парагенезисами минералов, упомянутых в предыдущем критерии) при возможном широком распространении вулканогенных и карбонатных пород. В районах из провинций беломорского типа существенно терригенные толщи будут характеризоваться пониженным знакопеременным полем ΔT (±50 нТл) и дифференцированным полем $\rho_к \geq 6$ тыс. Ом×м с узкими зонами 2 тыс.$< \rho_к <$4 тыс. Ом×м. Для пачек неблагоприятных по составу пород типично слабоаномальное положительное поле ΔT (50-100 нТл, для амфиболитов – еще больше) и квазиоднородное поле $\rho_к$. Гравитационное поле метапелитовых пачек имеет вид лентовидных относительных минимумов на фоне такой же формы максимумов, обусловленных пачками метабазитов. В районах мамского типа, наоборот, вся вулканогенно-карбонатно-терригенная толща даст региональное положительное поле с мелкой внутренней неоднородностью на фоне гранитизированных пород фундамента, выходящих в бортах структуры.

Магматический. Индикаторным является наличие мигматит-гранитной формации, представленной плагиомигматитами, плагиогранитами и плагиоклаз-микроклиновыми гранитами (те и другие - двуслюдяные), а также их пегматитами. Граниты крупнокристаллические неравномернозернистые пегматоидного облика. В районах беломорского типа, где сильно мигматизированные и пересыщенные гранитоидами породы могут слагать регионально протяженные

площади, их целесообразно выделять на всем протяжении района, так как они локализуют пегматиты только керамической группы (подтипы 2.4 –2.6), непромышленные на мусковит. Такие площади характеризуются повышенными по данным дистанционных гамма-спектральных методов содержанием K≥2,5-3% и иногда - Th≥10 г/т, гравитационным минимумом Δg, повышенным полем $\rho_к$>10 тыс. Ом×м, слабыми отрицательными, либо повышенными (n×100 нТл) положительными (в случае магнетитсодержащих гранито-гнейсов) полями ΔT, аномально повышенной радиоактивностью.

Рудноформационный. Месторождения образуют мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. На региональных работах их можно отличить по комплексу минералогических признаков, указанных в разделе 12.1. Геохимически особо показательно наличие в калиевых минералах (микроклин, слюды) жил мусковитовой формации высоких концентраций Ba (>1000 г/т), причем Ba/Rb>>1 [25]. Фотолюминесцентным методом только у плагиоклазов мусковитовой формации отмечается сине-фиолетовое свечение Eu^{2+}-центров (405 нм), а для микроклина - фиолетовое (390 нм) [21]. Состав газово-жидких включений водно-углекислый при H_2O/CO_2=0,6-1,0.

Слюдоносные пегматитовые поля, участки полей

Магматический. Пегматитовые поля тяготеют к гранито-гнейсовым купольным структурам, хотя пегматитовые жилы могут "убегать" от центральных частей таких структур на несколько километров. Пегматиты встречаются только в мигматизированных толщах. Не выходящие на поверхность граниты проявляются в геофизических и геохимических полях: минимумы наблюденного поля Δg, повышенное поле $\rho_к$ (>10×10^3 Ом × м), слабые отрицательные поля ΔT (-50 - 0 нТл), слабые положительные площадные радиогеохимические аномалии (U (Ra)≥ 1,2 г/т, Th≥ 8 г/т, K≥ 1,5-2,5%), фиксируемые аэрогамма-спектрометрией, аномальная гамма-активность калий-урановой или смешанной природы 20-40 мкр/час в каротажных скважинах урановой, реже ториевой природы [18, 19]. Эти аномалии достаточно локальны, имеют овально-изометричную или линейную форму, чем отличаются от протяженных площадных аномалий, связанных с региональными блоками пород повышенной гранитизации и описанных выше при характеристике районов. Сопряженные с локальными минимумами относительно соразмерные положительные гравитационные аномалии, подтвержденные положительными магнитными, фиксируют размещение дуговых поясов метабазитов или амфиболовых пород, ограничивающих пегматитовые поля. Основная масса промышленных пегматитов тяготеет к промежуточному гравитационному полю [18].

В закрытых районах вторичные ореолы рассеяния можно обнаружить с помощью сорбционно-солевой съемки: U>3×10^{-4} г/л, дополнительными элементами-индикаторами Ni, Co – n×10^{-4} г/л, или более ограниченного применения (из-за сильной заболоченности, проточности подземных вод) – эманационной: Ra>500 экв Бк/л×М [18, 19, 29].

Литолого-стратиграфический. Обязательно наличие метатерригенных пород, которые на уровне полей четко привязываются к определенным стратиграфическим горизонтам.

Метаморфический. Метаморфизм амфиболитовой фации на уровне равновесия в нормальных пелитах мусковита с олигоклазом-андезином, альмандином, ставролитом, биотитом, полиморфами Al_2SiO_5.

Структурный. Поля могут контролироваться материнскими гранитами, размещаясь в их приапикальный частях, апофизах и сетчатых залежах. Но в большинстве полей (и даже районов) жилы, пространственно тяготея к ним, все же удалены от массивов. Поэтому сильнее чувствуется контроль более высокого порядка на отдельные жильные скопления со стороны тектонических структур - крупных изоклинальных складок, зон рассланцевания, поперечных и продольных флексур и т.д.

Рудноформационный. Если в пределах поля присутствуют жилы обеих слюдоносных формаций, то на основании того, что пегматиты редкометалльно-мусковитовой обычно тяготеют к его периферии, а мусковитовой - к центру, можно прогнозировать и вероятные различия в качестве сырья в разных частях месторождения.

Критерий сохранности. Для сохранности кристаллосырья, в первую очередь касающейся его сортности, важно отсутствие широкомасштабных проявлений постпегматитовых деформаций - зон рассланцевания и дробления.

Очень важным положительным признаком для всех стадий прогноза, но особенно крупномасштабного и локального прогнозирования, являются регулярные находки в рыхлых отложениях парги - затронутых выветриванием, но все равно крупных ($n\times10 \div n\times10^2$ см^2) пластин мусковита, так как среди всех минералов слюдоносных жил именно последний наиболее устойчив к процессам физической и химической дезинтеграции в поверхностных условиях, и при этом его крупные пластины не переносятся на большие расстояния.

Детально изученные участки (жильные кусты, серии) и пегматитовые жилы

Литологический. На этом уровне помимо состава вмещающей толщи большое значение приобретают физико-механические свойства пород. В мощных пластах относительно хрупких (мелко-среднезернистых, слабо рассланцованных) пород с тонкими прослоями пластичных (крупночешуйчатых, отчетливо рассланцованных) наиболее вероятно обнаружение крупных секущих тел, при обратном соотношении высока вероятность обнаружения крупных согласных тел, часто с диагональными апофизами, и некрупных брусковидных при частой перемежаемости - брусковидных и трубообразных.

Структурный. Жильные серии контролируются элементами складок (замки, крылья), флексур (обычно смыкающие крылья) или гранитных массивов (гофрировка кровли, апофизы, сетчатые залежи), зонами повышенного рассланцевания пород. Закономерное положение пегматитовых тел относительно элементов этих структур определяет единообразную ориентировку и морфологию жильных скоплений, выдержанную на расстоянии 0,n – n км.

Рудноформационный. При оценке ресурсов категории P_1 на основании прогнозируемого промышленного подтипа объекта дается более реальная оценка качества сырья в нем. Одновременно возможна оценка наличия и качества попутных компонентов: кварц-микроклинового сырья и мелкоразмерного мусковита. В качестве дополнительных разбраковочных критериев могут быть использованы люминесцентные, особенно рентгенолюминесцентные (РЛ), свойства полевых шпатов, зависящие от состава, зональности и слюдоносности пегматитовых тел. Плагиоклазовые и существенно плагиоклазовые пегматиты отличаются от двуполевошпатовых соотношением интенсивностей РЛ двух полос в плагиоклазах:300-320 нм (Ce^{3+}) и 400-420 нм (Eu^{2+}). В первых РЛ Ce^{3+}/Eu^{2+} всегда <1, а во вторых в зависимости от состава или переменное, близкое к 1 (МИ<ПЛ), или всегда >1 (МИ>ПЛ). В жилах одного и того же подтипа суммарная интенсивность РЛ возрастает по мере увеличения слюдоносности.

Метасоматический. Скопления промышленно слюдоносных жил создают фиксируемые метасоматические ореолы, минералогически выраженные во вмещающих породах макроскопически различимыми зонами мусковитизации, окварцевания, сульфидизации, турмалинизации. Им соответствуют зоны пониженных значений $\rho_к$ (2-4 тыс. Ом×м) на фоне относительно повышенных (6-8 тыс. Ом×м), слабые геохимические аномалии Ba, Sr, Rb (в 2-5 раз выше фона), Cr, Ni, Co, Ti, V, Cu, Pb (в 2-3 раза), Be, Li, Cs (в 1.2-2 раза), радиогеохимические аномалии ($U_{вал}$=3-10 г/т, $U_{подв}=0,n\times U_{вал}$), аномальная гамма активность существенно урановой природы и сильная ее дисперсия - n×10 мкр/ч, фотолюминесцентные аномалии в сине-фиолетовой области спектра.

Комплексирование геологоразведочных методов при прогнозировании на разных стадиях геологоразведочного процесса

Комплексирование методов при прогнозировании месторождений мусковита на разных стадиях ГРР во многом определяется их особенностями.

1. Близость петрофизических свойств мусковитовых пегматитов и вмещающих пород, слабое проявление ореолов вблизи их границ обусловливают неприменимость для прямых поисков рудных объектов таких традиционных методов как геофизические и геохимические. Но это же обстоятельство стимулировало активную разработку в последние десятилетия многих высокочувствительных экономически эффективных экспрессных методов, основанных на типоморфизме минералов и их ассоциаций в слюдоносных пегматитах. Это радиогеохимический, термобарогеохимический, люминесцентный, оптико-спектрометрический методы. Они в той или иной степени апробированы в практике ГРР.

2. Месторождения листового мусковита относятся к объектам повышенной сложности (III-IV группа по классификации ГКЗ), поэтому их поиски и оценка могут продолжаться при более детальных масштабах, чем это обычно принято.

3. В практике ГРР на листовой мусковит часто отсутствуют четкие временные границы стадийности работ, имеет место совмещение стадий. Так, на обнаруженном при поисках слю-

допроявлении сразу же проходятся 2-3 оценочные траншеи, и в случае положительного результата в тот же полевой сезон производится разведка с подсчетом запасов. Это упрощает организацию работ и дает значительный экономический эффект. При региональном геологическом изучении территории одновременно с основным масштабом применяется его детализация на перспективных участках.

Перспективность слюдоносных территорий разного ранга зависит от степени пространственного совмещения проявлений разнородных благоприятных геологических факторов, т.е. критериев. Некоторые из них имеют достаточно четкое выражение в геофизических и геохимических полях. Комплекс поисково-прогнозных методов направлен на выявление этих критериев. В слюдодобывающих провинциях (Беломорской, Северобайкальской) детально разработаны региональные поисково-прогнозные комплексы на мусковит. Они наиболее оптимально учитывают местные условия и громадный опыт проведения ГРР в течение многих десятилетий. Их разработки использованы в рекомендуемом рациональном комплексе методов при прогнозировании месторождений мусковита (табл. 12.3). Стадийность геологоразведочного процесса принята в соответствии с "Временным положением о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям" [1].

На всех стадиях работ базовыми методами являются геологические: геологическая съемка, геолого-поисковые и оценочные работы с применением горно-буровых работ, опробование. Все остальные методы вспомогательные. Комплексирование методов зависит от задач, решаемых на каждой стадии, категории площадей по геолого-географическим условиям ведения работ (степень обнаженности, мощность рыхлых отложений, заболоченность, мерзлота и т.д.). Комплексирование одновременно многих методов восполняет объективно присущие им недостатки, такие как неэффективность геологической съемки в закрытых районах, многовариантность интерпретации геологической природы геофизических аномалий, ограничительные условия при гамма-каротаже и т. д., и повышает надежность прогноза. Работы каждой последующей стадии проводятся по результатам предыдущей и заключаются в последовательном переходе от решения общей задачи по оценке потенциальной слюдоносности крупной территории к решению все более конкретных задач, вплоть до оценки перспектив выявленных слюдопроявлений или возможности дальнейшего прироста запасов на разведуемом объекте.

Проведению работ на стадиях 1 и 2 (как обычно при любых геологических съемках) предшествует дешифрирование космо- и разномасштабных аэрофотоснимков. В условиях слюдоносных районов это позволяет прослеживать благоприятные вмещающие комплексы, складчато-разрывные структуры, магматические образования разного состава, на детальных снимках - выявлять интегрально узлы жильных образований, зоны метасоматитов. При региональных геологических исследованиях (включая работы м-ба 1:25000) геохимические и геофизические поиски рекомендуется осуществлять в качестве опережающих методов, главным образом дистанционных: АГСМ, АМС, АЭР в комплексе с наземными - ГР, ССС (на закрытых площадях) или РГХ, ТБГ, ФЛ (на обнаженных). Геофизическая и геохимическая съемки производятся в том же масштабе, что и геологическая, с детализацией на наиболее перспективных участках, обычно составляющих ~10% общих площадей.

В условиях слюдоносных районов, характеризующихся относительно низким уровнем магнитных полей и невысокими концентрациями радиоактивных элементов в метаморфических породах, при проведении АМС (МР) и АГСМ должны использоваться приборы повышенной чувствительности: АМС, МР- протонный магнитометр, АГСМ - многокристалльный гамма-спектрометр. При поисках (стадия 2) специализированный комплекс геолого-геофизических работ также предшествует проходке наземных горных выработок (шурфов, канав) и бурению скважин (глубинные поиски). Он нацелен на разбраковку площадей по степени перспективности и максимальную их локализацию с целью предотвращения непроизводительных затрат на поиски, оценку и разведку слюдоносных жил. Комплекс включает геологическую съемку детальных масштабов - 1:10000, 1:5000 - и геохимические, геофизические исследования того же масштаба в наземном варианте. В результате проведенных работ выделяются наиболее перспективные участки локализации пегматитов (благоприятные вмещающие породы, структуры), намечается ориентировка и плотность поисковой сети.

Большую роль играет комплексное изучение скважин с применением геофизических (ГК, СГК, КС и др.), геохимических (ТБГ, ФЛ) методов, минералого-геохимическое исследование

Таблица 12.3

Рациональный комплекс методов при прогнозировании месторождений мусковита на разных стадиях геологоразведочного процесса

Этапы и стадии ГРР, объект прогнозирования, основной конечный результат	Методы и их назначение[1]				
	геологические	геофизические		геохимические, минералогические	
	виды работ	назначение	методы	назначение	методы
1	2	3	4	5	6
Этап I. Работы общегеологического назначения Стадия 1. Региональное геологическое изучение недр: а) среднемасштабные работы - слюдоносный район, прогнозная карта 1:200 000 (1:100 000), ресурсы кат.P_3	Геологическая съемка, геолого-минерагенические работы Детализация перспективных участков (1:50000,1:25000), выборочно - поисковые работы	Выделение области распространения метапелитов (продуктивных гнейсов) на фоне амфиболовых и сильно гранитизированных пород Крупные тектонические нарушения, блоки фундамента, района, блок-антиклинали, ограниченные поясами базитов с ядрами гранито-гнейсов	АГСМ АМС АЭР ГР, МР АГСМ, ГР, МР	Определение пегматитовых формаций	Изучение минерального состава; единичные определения Ba, Sr, редких щелочей, ФЛ Eu^{2+}в полевых шпатах
б) крупномасштабные работы - слюдоносное поле, прогнозная карта 1:50 000 (1:25 000), ресурсы кат.P_2	Геологическая съемка с горно-буровыми работами, объемное изучение территории, бурение структурно-поисковых и заверочных скважин на геофизических и геохимических аномалиях	Гнейсо-гранитные купола, скопления гранитов и пегматитов, их физико-радиохимическая характеристика; прослеживание границ литолого- стратиграфических подразделений, выделение продуктивных горизонтов; тектонические нарушения и зоны метасоматически измененных пород	ГР, АГСМ, АЭР, АМС, ЭР, МР, РМ геофизическое изучение скважин: ГК, КС, СГК	Выявление специализации гранитов и пегматитов (K-U или смешанной), радиогеохимических (вторичных и первичных), термобарогеохимических и люминесцентных ореолов рассеяния; выявление метасоматитов в тектонических зонах	РГХ, АГСМ ССС, АГСМ, ТБГ (декрептометрия), ФЛ, минералогические, минералого-геохимическое изучение керна

Продолжение таблицы 12.3

1	2	3	4	5	6
Этап II. Поиски и оценка месторождений Стадия 2. Поисковые работы -участки полей, жильные узлы, кусты, прогнозная карта м-ба 1:10000-1:5000, ресурсы кат. P_2 и P_1	Геолого-поисковые методы с горно-буровыми работами, опробование; технологическое исследование мусковита (сдиничные пробы), геолого-экономическая оценка выявленных объектов	Детализация признаков, выявленных на стадии 1б	Те же, что на стадии 1б, кроме дистанционных, ЭР: СГ, ВЭЗ, РЭМП, ДП, ЕП, СЭП	Детализация признаков, выявленных на стадии 1б; распространенность типов и подтипов жил	Тот же набор методов, но более детальная сеть наблюдений; изучение минералогии, структур, зональности пегматитов в выработках и скважинах
Стадия 3. Оценка месторождений - жильные кусты, серии, отдельные жилы, прогнозная карта м-ба 1:5000 - 1:1000 (1:500), ресурсы кат.P_1, запасы кат. C_2	Специализированные геолого-поисковые работы с наземными горными выработками и буровыми скважинами (поисковое и оценочное бурение), опробование, технологическое исследование мусковита и попутных компонентов; геолого-промышленная оценка выявленных жил с рекомендациями и ТЭО для начала разведки	Выделение литологических разностей метапород, определение природы (U, Th, K) и уточнение границ слабых радиоактивных аномалий, уточнение границ жил (> 0,6 м), выделение их типов по составу полевых шпатов и основных зон, отбраковка потенциально промышленных от заведомо бесслюдных тел, приблизительная оценка содержаний листового мусковита из зон КМК в аномалиях с U природой	Каротаж ГК, СГК, СК	Геохимические орсолы Определение типов и подтипов пегматитовых жил с выделением перспективных типов	п/к спектральный - определение содержания элементов группы Fe, ТБГ (декрепто-, углекислотометрия), ФЛ; комплексное минералого-геохимическое изучение пегматитов: состав, соотношение ранних и поздних зон, тип мусковита, его размер, качество (в керне - с применением оптико-спектрометрических методов); РЛ полевых шпатов; углекислото-метрия ГЖВ в кварце

[1]Конкретное выражение (содержание) геологических критериев, признаков в геофизических и геохимических полях отражено в тексте данных рекомендаций.

Принятые сокращения: АГСМ- аэрогамма-спектрометрия, АМС- аэромагнитная съемка, АЭР- аэроэлектроразведка, ЭР- электроразведка, МР- магниторазведка, ГР- гравиразведка, РЭМП- радиоэлектромагнитное профилирование, ВЭЗ- метод вертикального электрозондирования, методы: СГ – срединного градиента, ДП – дипольного профилирования, ЕП – естественного поля, СЭП – симметричного электропрофилирования, РМ- радиометрия, ГК- гамма-каротаж, СГК- спектрогамма-каротаж, КС- каротаж сопротивления, ТБГ- термобарогеохимия, ФЛ- фотолюминесцентный метод, РЛ- рентгенолюминесцентный метод, ССС- сорбционно-солевая съемка.

пегматитопересечений. В конечном счете определяются промышленный тип пегматитов и предварительно оцениваются их прогнозные ресурсы по категории P_2.

На стадии 3 - оценка месторождений - еще более возрастает роль методов, нацеленных на разбраковку пегматитовых тел по степени и качеству слюдоносности. Пегматиты с высокими концентрациями высококачественного мусковита, как правило, отличаются сложной морфологией, небольшими размерами, неравномерным распределением слюды. Это снижает вероятность получения хотя бы одного пересечения (особенно при глубинных поисках), по которому с уверенностью можно было бы судить о промышленной ценности объекта. В связи с этим возрастает значимость косвенных признаков и фиксирующих их методов, способствующих решению этой проблемы. Такими методами являются радиогеохимический, люминесцентный, термобарогеохимический (углекислотометрия). При их комплексном использовании нивелируются неизбежные издержки каждого из них. Результат работ - оценка прогнозных ресурсов категории P_1.

12.5 Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов

Общие подходы в использовании критериев при прогнозной оценке разноранговых объектов

Прогнозирование потенциальной слюдоносности объектов различных минерагенических рангов с подсчетом прогнозных ресурсов категорий P_1, P_2, P_3 осуществляется на перспективных территориях по завершении каждой стадии ГРР и регламентируется соответствующими отраслевыми инструкциями [1–7]. Может быть также рекомендовано использование методических разработок как общего [10, 22], так и регионального назначения [28, 29]. Оценка ресурсов всех категорий несмотря на некоторые особенности, зависящие от детальности работ, базируется на одних и тех же основах: составлении прогнозной карты и определении расчетных параметров.

Составление прогнозной карты. Основой для прогнозной карты, являющейся **обязательным** элементом отчета по оценке прогнозных ресурсов любой категории, служит кондиционная геологическая карта соответствующего масштаба. Особенности информационной нагрузки геологических карт для площадей, где развиты глубокометаморфизованные и сложнодислоцированные толщи, изложены в работах Г.Г. Родионова и Б.М. Роненсона, М.А. Завалишина и Н.А. Львовой, Г.И. Леонтьева и др. Анализ карты должен дать возможность оценить рудоконтролирующие факторы (в виде критериев): состав и степень метаморфизма вмещающих пород, область распространения материнской магматической формации и связанных с ней пегматитов, закономерности размещения последних и т.д. Анализ проявления каждого фактора контроля удобно осуществлять с помощью серии карт-накладок [22]. Технология составления кондиционных геологических карт среднего и крупного масштаба требуют, чтобы этот процесс выполнялся с помощью ГИС-технологий (ПАРК, Arc View – Arc Info и т.п.).

Карта литолого-стратиграфическая. Ввиду сохранения индивидуальных отличий исходных пород при метаморфизме и небольшой их фациальной изменчивости литологический фактор контроля в большинстве слюдоносных провинций проявлен как стратиграфический. Поэтому для его реализации в прогнозных построениях достаточно выделить благоприятные (продуктивные) и неблагоприятные свиты, подсвиты, горизонты пород (в зависимости от масштаба). К первым относятся биотитовые и двуслюдяные плагиогнейсы и кристаллические сланцы, особенно, кианит- и/или гранатсодержащие – продукты метаморфизма псаммито-алевропелитовых толщ, ко вторым – амфиболиты, амфиболовые гнейсы, существенно карбонатные породы, кварциты, т.е. главным образом продукты метаморфизма пород низкой глиноземистости и/или повышенной железистости – основных, средних и части кислых вулканитов, грубозернистых граувакк и аркозов, известняков и т.д. Существенно метапелитовые стратоединицы особенно важны как наиболее перспективные на крупные скопления промышленных жил, в том числе с высококачественным сырьем.

Карта метаморфизма. По наличию индекс-минералов (ставролит, андалузит, кианит, силлиманит, кордиерит, альмандин) и их парагенезисов с другими минералами (полевые шпаты, слюды) определяется фациальная серия и уровень метаморфизма. На карте обозначаются области распространения пород различных фаций и субфаций. При наличии особенно выделяется площадь метаморфизма кианит-альмандин-биотит-мусковитовой субфации, наиболее благоприятной для образования мусковитовых пегматитов с высококачественным сырьем. Если зафиксированы проявления пострудного метаморфизма, они тоже обозначаются.

Карта распространения гранитов и пегматитов (регистрационная карта). Наносятся все известные пегматитовые тела с выделением слюдоносных жил и слюдопроявлений, выходы материнских гранитов, внешний контур территории, охваченной хотя бы минимальной мигматизацией. На картах м-ба от 1:50 000 и крупнее в районах беломорского типа желательно нанесение следующих изоконцентрат доли лейкосомы в мигматитах: >0% (первое появление лейкосомы), 20%, 40% - практически все жилы с высококачественным сырьем залегают в породах интервала 0-20%, а начиная с 40%, в жилах пегматитов почти не встречается промышленно ценного ослюденения.

На этой же карте возможна фиксация точек обнаружения парги – крупных выветрелых пластин мусковита в рыхлых отложениях.

Карта структурно-тектоническая. В зависимости от масштаба отражаются различные структуры, особенно те, которые имеют рудоконтролирующее значение: оси складок, зоны рассланцевания , контуры куполов и т. д. Отмечаются проявления пострудной тектоники - различные зоны нарушений и дробления.

Если позволяет загрузка, некоторые карты-накладки можно совмещать. Например, литолого-стратиграфическую и распространения гранитов и пегматитов.

В итоге по сумме карт-накладок составляется сводная прогнозная карта. На нее наносятся все контуры благоприятных площадей, выделенных по каждой группе критериев. Область, где они совпадают, а проявления отрицательных факторов (например, пострудной тектоники) отсутствуют, отвечает наиболее перспективной территории, в том числе и для поиска тел с высоким качеством мусковита. Перспективность площадей снижается по мере убывания проявлений благоприятных факторов.

Расчетные параметры определяются с учетом данных по известным объектам-аналогам на прогнозируемой территории или в других районах. Методика оценки ресурсов может базироваться на двух близких понятиях – удельной слюдоносности или коэффициенте слюдоносности. Под первым понимается величина запасов мусковита в однометровом слое пород на площади 1 км^2, а под вторым – величина запасов мусковита на площади 1 км^2 в слое мощностью 100 м. Коэффициент слюдоносности менее универсален – его можно применять лишь для объектов, предназначенных для шахтной отработки. При необходимости эти показатели распространяются на прогнозируемые площади с различными корректирующими коэффициентами, учитывающими степень схожести с взятыми за основу аналогами по вмещающим породам, жилам, горно-техническим условиям и т.п. [10].

Методические приемы подсчета прогнозных ресурсов категорий P_1, P_2, P_3

Оценка перспектив новых *слюдоносных районов* на возможность нахождения месторождений мусковита производится по результатам геологосъемочных и прогнозно- минерагенических работ м-ба 1: 200 000 ÷ 1: 100 000 на основании экспертной оценки метаморфических, литолого-стратиграфических, магматических, структурно-тектонических критериев. Результатом оценки является прогнозная карта указанных масштабов. При ее составлении могут учитываться и результаты детализации отдельных перспективных участков до 1:50 000 ÷ 1:25 000 с выборочным проведением поисковых работ. На основании анализа всех геологических предпосылок может быть выбран район, по аналогии с которым принимаются расчетные параметры для количественной оценки ресурсов категории P_3. Расчет производится по формуле:

$$P_3 = AC_oSH, \text{ где} \qquad (12.1)$$

P_3 - прогнозные ресурсы в тоннах забойного сырца (после подсчета округляется до тысяч),

A – коэффициент, интегрально отражающий меру соответствия выбранному аналогу,

C_o - удельная слюдоносность, т×м$^{-1}$×км$^{-2}$ (по аналогии с другим районом),

S - площадь потенциально слюдоносной территории, км^2,

H - глубина при подсчете ресурсов, м (принимается геологически обоснованная глубина распространения слюдоносных жил).

Если на прогнозируемой территории есть небольшие, но очень детально изученные участки с разведанными и, может быть, добытыми запасами, то оценку прогнозных ресурсов можно производить, используя их данные в формуле:

$$P_3 = NES, \text{ где} \qquad (12.2)$$

N - понижающий коэффициент,

E- эффективность детальных поисковых и/или разведочных работ, т×км$^{-2}$, которая равна Σq/s, где s -площадь ранее проведенных детальных работ,

Σq - сумма добытых и разведанных запасов мусковита в жилах, залегающих на площади s,

S – прогнозируемая площадь, км^2. Необходимость понижающего коэффициента обусловлена тем, что в слабо изученных районах поисками или разведкой (иногда с пробной отработкой жил) охвачены небольшие площади (до первых км^2). Они составляют не больше нескольких процентов от прогнозируемых территорий и соответствуют по размерам, как показывает опыт изученных районов, жильным узлам, кустам, сериям. Удельная слюдоносность их во много раз превышает эту величину для пегматитового поля, а тем более - района. Как отмечает Н.Д. Малов для Беломорской провинции, прогнозный потенциал полей при рассеянном и мелкокустовом распределении пегматитовых жил едва дотягивает до минимального промышленного, кустов же - соответствует средним и крупным месторождениям. Понижающие коэффициенты, учитывающие неравномерность распространения жил, выклинивание продуктивных горизонтов, надежность исходных данных, горно-геологические условия поисков и т.д., в зависимости от конкретных условий могут колебаться от 0,n до 0,0n.

Если в пределах большого района выделяется два-три крупных блока с заметно различающимися геологическими условиями, то для каждого из них ресурсы можно вычислять отдельно, а затем суммировать.

Прогнозные ресурсы категории P_3 служат основой при планировании общих геологических и геофизических поисков, региональных прогнозно-минерагенических исследований.

Выявление новых *пегматитовых полей* в слюдоносных районах, а также новых участков (узлов, кустов, серий) в пределах уже известных полей - осуществляется при прогнозно-геологических работах м-ба от 1:50000 до 1:10000 с детализацией до м-ба 1:5000. По их результатам прогнозные ресурсы категории P_2 оцениваются на основе метода аналогии с использованием геолого-статистических методов.

Составление крупномасштабных прогнозных карт производится на основании геологического картирования и сопровождающих их поисков на участках детализации. Учитываются также данные, полученные в результате работ более ранних периодов. Материал для прогнозной карты этой стадии работ носит уже более детальный характер и позволяет анализировать факторы контроля слюдоносных полей с разным качеством месторождений (табл. 12.4). На регистрационную карту наносятся места обнаружения пегматитовых тел, слюдоносных жил, слюдопроявлений. Одновременно собирается статистический материал, учитывающий все параметры известных (каждой *i*-той) жил: содержание забойного сырца (C_i), мощность (m_i), длина (l_i) слюдоносной зоны. Их средние величины на опоискованной площади служат для расчета удельной слюдоносности по формуле:

$$C_o=(\Sigma C_i m_i l_i)S^{-1}\times 10^{-3}\text{ , где} \qquad (12.3)$$

S - площадь размещения жил, км^2.

В хорошо изученных районах удельная слюдоносность рассчитывается отдельно для каждого геолого-структурного типа полей, которые выделяются на крупномасштабной тектонической карте. Границы рудоконтролирующих структур совместно с контурами продуктивных горизонтов служат границами прогнозируемых территорий. При отсутствии четких естественных границ контуры прогнозируемых площадей проводятся методом экстраполяции от крайних жил. Оценка прогнозных ресурсов ведется по укрупненным геолого-экономическим показателям или районным кондициям.

На площади слюдоносных полей измеряются размеры детально изученных кустов, узлов с указанием плотности поисковых сетей, собираются данные о параметрах промышленных слюдоносных жил, их распространения на глубину, горно-геологических условий их поисков (мощность наносов, распределение многолетней мерзлоты, крупноглыбовых россыпей).

Формулы, по которым проводится оценка ресурсов категории P_2, зависят от геологической ситуации.

1. В приповерхностном слое частично опоискованных полей по жилам, выходящим на дневную поверхность,

$$P_2=\eta k C_o h S\text{, где} \qquad (12.4)$$

η –коэффициент надежности прогноза, равный 0.8-1.0 в зависимости от полноты и качества исходных данных,

Таблица 12.4

Критерии прогнозирования месторождений мусковита крупных размеров (МКР) и с высококачественным сырьем (МВКС)

Название критерия	Критерии для	
	МКР	МВКС
	Региональные и крупномасштабные работы (район, поле)	
Геотектонический	Покровно-складчатые пояса провинций беломорского и мамского типов	
Размеры районов	>2000 км^2	>500 км^2
Геохронологический: а) возраст пегматитогенеза, б) возраст вмещающей толщи	а) конец палеопротерозоя (поздние карелиды) – начало палеозоя (поздние байкалиды), б) докембрий, не древнее неоархея	
Метаморфический	Региональный метаморфизм Ky-Sil, Ky-And-Sil фациальных серий, амфиболитовой фации выше изограды ставролита, но ниже изограды калишпата (в метапелитах)	Только Ky-Sil фациальная серия, амфиболитовая фация, кианит-гранат-биотит-мусковитовая субфация
Литологический	В толще метапород доля глиноземистых пород (нормальных метапелитов – двуслюдяных плагиогнейсов и сланцев ± полиморфы Al_2SiO_5 ± гранат) ≥30%	Преобладание кианит-гранат-двуслюдяных (биотитовых) гнейсов и сланцев
Магматический	Мигматит-гранитная формация: интенсивное проявление гранито- и пегматитогенеза; фиксирующие это геофизические и геохимические поля выражены наиболее масштабно и контрастно	
	В полях интенсивное проявление пегматитогенеза: >200 пегматитовых тел с обязательным присутствием крупных жил	
Мигматизация	Гнейсы и сланцы мигматизированы, но доля лейкосомы в них в пределах полей обычно ≤10%, редко до 20%	
Руднoформационный	Наличие пегматитов мусковитовой и редкометалльно-мусковитовой формаций, редуцированность (вплоть до отсутствия) пегматитов керамической группы	Пегматиты только мусковитовой формации слюдяной и керамико-слюдяной групп
Структурно-тектонический	Площади полей 10-40 км^2	
Сохранности	Отсутствие мощных площадных проявлений процессов дробления, складчатости и метаморфизма постпегматитового возраста	Отсутствуют или очень локальны любые постпегматитовые проявления деформаций и метаморфизма
	Детальные и локальные работы (жильный куст, отдельная жила)	
Структурно-тектонический	Участки большой концентрации жил имеют площадь 1-2 км^2	Жилы с высококачественным сырьем могут или встречаться спорадически в общей массе рядовых пегматитов, или концентрироваться на участках площадью 0,0n- 0,n км^2
Литологический	Оптимальное сочетание пластичных и хрупких пород в разрезе с преобладанием последних больше способствует возникновению крупных жил	Доля гранат-биотитовых и двуслюдяных гнейсов (±кианит) ≥80%, практически отсутствуют амфибол-содержащие породы
Минералого-геохимический	Пегматиты всех подтипов слюдяной и керамико-слюдяной групп	Пегматиты подтипов: 1.1, 2.1, 2.2, характерен типоморфизм породообразующих (состав, упорядоченность, люминесцентные свойства и т.д. – см. текст и ссылки); повышенные концентрации акцессорных минералов
Метасоматический	Более масштабное и интенсивное проявление ореолов, бимодальные термобарогеохимические ореолы (см. текст)	

k – поправочный коэффициент, равный доле площадей, которые могут быть изучены с поверхности и из которых заведомо исключаются участки многолетней мерзлоты на северных склонах, глубоких наносов, зоны отчуждения под дороги, постройки и т.д.,

h – мощность приповерхностного слоя коренных пород, равная средней глубине ослюденения в жилах, выходящих на поверхность, м,

S – общая оцениваемая площадь поля, км^2.

2. На глубоких горизонтах жильных полей, то есть для «слепых», не выходящих на поверхность жилах

$$P_2=\eta f C_o H S, \text{ где} \qquad (12.5)$$

η – коэффициент надежности прогноза, равный 0.6-0.8 в зависимости от полноты и качества исходных данных,

f – коэффициент, принимаемый равным 0.7, учитывает вероятность завышения содержания забойного сырца, установленного по редким керновым пробам,

H – глубина подсчета ресурсов, равная разнице между глубиной рентабельной подземной отработки запасов (прямой расчет или аналогия) и мощности приповерхностного слоя.

Перспективы по простиранию, падению или склонению уже хорошо изученных в части своего объема разведочными или даже эксплуатационными выработками *жильных кустов, серий,* а также *недоразведанных жил* и новых *слюдопроявлений* оцениваются на основе метода аналогии при широком использовании экстраполяции на базе геологических моделей, причем за эталонный аналог в этом случае часто берется уже хорошо изученная часть куста или жилы. По результатам работ оцениваются ресурсы категории P_1, причем пожильно с последующим суммированием. Это могут быть не только уже выявленные пегматитовые тела, но и жилы, наличие которых достоверно прогнозируется из результатов анализа данных по геологии этого участка. Желательно, чтобы наличие промышленного ослюденения в прогнозируемых блоках подтверждалось фактами непосредственного его обнаружения хотя бы в отдельных разобщенных точках (обнажениях, горных выработках, скважинах), не образующих регулярную разведочную сеть. Возможно использование и высокодостоверных аналогий.

Ресурсы мусковита категории P_1 - первоочередной резерв при выборе объектов для оценочных работ, разведки и доразведки, а также пообъектного планирования прироста запасов.

Основой для оценки ресурсов служит детальная прогнозная карта м-ба 1:2 000 ÷ 1:1000, до 1:500 - в зависимости от величины изучаемого объекта. Она опирается на данные геолого-поисковых, оценочных, а также разведочных и эксплуатационных работ, экстраполируемых по площади и на глубину в соответствии с установленными геологическими закономерностями залегания продуктивных жил. Контуры прогнозируемого блока выносят на прогнозную карту, разрезы и проекции, при этом они сглаживаются таким образом, чтобы придать блоку форму простой геометрической фигуры (призмы, пирамиды и т.п.).

Для оценки ресурсов жилы по категории P_1 применительно к разным ситуациям рекомендуются формулы:

1. В новых жилах в пределах частично разведанного куста, узла (обычно на флангах)

$$P_1=CV_e, \text{ где} \qquad (12.6)$$

C – ожидаемое из модельных представлений или на базе единичных проб содержание забойного сырца, кг/м^3,

V_e – объем подсчетного блока.

2. Экстраполяция в уже известных жилах

$$P_1=\eta Q V^{-1} V_e, \text{ где} \qquad (12.7)$$

η – коэффициент надежности прогноза, принимаемый равным 0.8-1.0, исходя из экспертной оценки полноты и качества исходных данных,

Q – сумма разведанных балансовых и уже добытых запасов в разведанном блоке с объемом V,

V_e – объем экстраполируемого прогнозного блока.

Ожидаемые месторождения могут представлять промышленный интерес при условии, что полные затраты на их оценку, разведку и эксплуатацию не превысят оценочной стоимости прогнозных ресурсов, т.е. окончательный вывод о практическом значении этих ресурсов должен быть подтвержден экономическими расчетами на базе укрупненных показателей или с использованием аналогии с уже разведанными объектами.

12.6. Критерии, указывающие на возможность выявления крупных месторождений и месторождений с высококачественным сырьем

Месторождения с запасами забойного сырца до 10 тыс. т мелкие, до 25 тыс. т – средние, до 50 тыс. т – крупные, а свыше – весьма крупные. Объекты последних двух категорий ниже будут объединены под аббревиатурой МКР. Отдельные жилы считаются мелкими при запасах до 0.2 тыс. т, средними – до 1 тыс. т, крупными - до 3 тыс. т, а свыше - уникальными.

Главными показателями качества руд листового мусковита при их оценке являются: среднее содержание забойного сырца ($С_{ср.}$), выход промсырца крупных размеров (больше 50 $см^2$) от забойного ($Р_{100+50}$), наличие первосортных кристаллов. Не только в пределах района, но и на месторождении всегда есть тела с разным качеством сырья. К пегматитам с высококачественным сырьем относятся жилы с $С_{ср.}$>30 $кг/м^3$, $Р_{100+50}$≥12-14% при выходе слюды I сорта этого размера больше 2% от забойного. Первосортные кристаллы, идущие на изготовление наиболее ответственной продукции, отличает коричневый или красновато-коричневый ("рубиновый") цвет, ровная или слабоволнистая поверхность, слабое развитие клиновидности и ельчатости, отсутствие на полезной площади, которая должна составлять не менее 40% поверхности, зажимов, трещин и включений, легкая расщепляемость без задиров, низкие градиенты изменения химического состава и оптико-спектроскопических параметров по площади плоскости спайности. Единичные жилы с высококачественным сырьем известны во многих провинциях, но пегматитовые поля, где такие жилы достаточно многочисленны и потому являются результатом не случайного и локального, а устойчивого и регионально развитого совместного проявления благоприятных минерагенических факторов, встречаются гораздо реже. Месторождением с высококачественным сырьем может считаться только то, в котором вклад жил с указанными параметрами в его стоимостной ценности значителен, и они могут служить объектом целенаправленных ГРР [22, 26].

Россия обладает минерально-сырьевой базой листового мусковита, по величине и средней качественной характеристике слюды уступающей только Индии. За последние 30 лет сложилось кардинальное несоответствие между разведанными запасами и структурой потребления мусковита. Доля крупноразмерной первосортной слюды в заказах промышленности постепенно росла (это отвечало и общемировым тенденциям), а разведывались преимущественно объекты, в том числе и крупные, с более низким качеством сырья. Все это привело к тому, что актуальной задачей в вопросе расширения минерально-сырьевой базы листового мусковита стало прогнозирование и поиски не просто крупных месторождений (МКР), а месторождений с высококачественным сырьем (МВКС).

Анализ материала, накопленного при освоении месторождений мусковита и научных исследований, позволяет на уровне современных знаний выделить условия, необходимые для их формирования. Они носят главным образом ограничительный характер по сравнению с факторами образования рядовых объектов. В виде комплекса критериев, дополнительных к уже изложенным (раздел 12.4), их необходимо учитывать при прогнозировании как на региональном, так и локальном уровнях (см. табл. 12.4.).

Между МКР и МВКС нет прямой связи, так как последние могут быть любого масштаба. Одно несомненно: если в слюдоносном районе нет хотя бы средних по запасам месторождений (>10 тыс. т), то большой удачей будет найти здесь даже единичные жилы с высококачественным сырьем, т. е. для МВКС и МКР требуется достаточно высокий уровень и интенсивности, и экстенсивности пегматитогенеза. Это находит и отражение в размерах районов: при наличии МКР их площадь >2000 $км^2$, а с МВКС - >500 $км^2$.

Те и другие обнаружены только в провинциях беломорского и мамского типов и отсутствуют в уральском. Следовательно, все они залегают в докембрийских толщах, а материнские им гранитные формации формировались не раньше позднекарельского (свекофеннского) и не позднее конца байкальского тектоно-магматических циклов и их возрастных аналогов на других континентах (1.9-0.5 млрд. лет).

Размер полей с МКР больше средних значений - они занимают 10-40 $км^2$. В их пределах пегматитогенез, если учитывать как продуктивные, так и промышленно неслюдоносные тела, должен быть проявлен не обязательно равномерно, но весьма интенсивно - плотность с учетом "слепых" тел более 20 $жил/км^2$, при этом на эрозионный срез обычно выходит порядка 5 $жил/км^2$. Мигматизация метапород здесь слабая и умеренная - оптимально до 20% лейкосомы от общего объема мигматитов, причем сильно доминирует безкалишпатовая лейкосома. В ме-

тапелитах таких полей обязателен мусковит, обычен кианит. Силлиманит вместо дистена для крупных объектов не так типичен, но возможен (некоторые объекты Бихарской провинции), ставролит же не более чем второстепенный минерал, а андалузит обычен только в Ky-And-Sil поясах.

Для МКР в провинциях беломорского типа важно, чтобы во вмещающей толще преобладали метатерригенные породы с обязательной существенной долей нормальных алевропелитов: не менее трети в слюдоносных районах и половины – в пегматитовом поле.

МКР обязательно содержат крупные по запасам жилы среди прочих. Поскольку такие жилы имеют и большие размеры, то для возникновения вмещающих их полостей необходим немонотонный в отношении физико-механических свойств разрез вмещающих пород в пределах поля, как это уже описано выше. Доля промышленно слюдоносных жил здесь всегда больше 10%, в то время как на более мелких месторождениях часто опускается ниже этого уровня. Кроме того, для МКР и МВКС характерно подчиненное развитие продуктивных пегматитов с преобладанием микроклина над плагиоклазом.

Для полей с МКР характерно наиболее масштабное и контрастное проявление геофизических и геохимических аномалий, тяготеющее к экстремальным значениям. Типично также бимодальное распределение декрептоактивности метаморфитов с четко выраженными максимумами n×10 импульсов в интервалах 100-320 и 400-700 °С, в то время как на мелких объектах низкотемпературный максимум проявлен слабо или отсутствует. Аномалии носят интегральный характер и маркируют не отдельные тела, а залегающие на глубине крупные скопления гранит-пегматитового вещества - массивы и/или значительные жильные серии.

Диапазон условий, благоприятный для формирования МВКС, еще меньше. Помимо уже специально для них отмеченного при описании МКР, есть и другие лимитирующие параметры. Прежде всего важно формационное ограничение - такие месторождения образуют пегматиты только мусковитовой формации. Более того, в этих полях никогда нет пегматитов с редкометалльным оруденением, имеющим промышленное значение даже для попутной добычи.

Эти месторождения могут быть любой крупности, но среди мелких они встречаются редко, а вот доля мелких жил (<200 т забойного сырца) в общем числе пегматитовых тел с высоким качеством сырья на месторождениях любой крупности всегда больше 70%. И лишь 1-5% жил с таким сырьем может относиться на месторождении к категории крупных и уникальных. Если же они есть, то в них и сосредоточена основная часть его запасов высококачественного сырья.

Ограничения на литолого-петрографический состав вмещающих пород для МВКС строже, чем для МКР. Подавляющее большинство составляющих их жил локализовано в двуслюдяных гнейсах и сланцах, нередко с дистеном и/или гранатом, но практически без ставролита, силлиманита и тем более - андалузита, т.е. отвечающих строго кианит-альмандин-мусковит-биотитовой субфации амфиболитовой фации, PT-условия которой в кульминацию прогрессивной и начальную стадию регрессивной фазы, очевидно, максимально благоприятствуют формированию пегматитов с высококачественным мусковитом. По статистике отечественных месторождений богатые жилы размещены в горизонтах, на 80% состоящих именно из таких пород. При этом для МВКС дополнительным ограничением служит почти полное отсутствие в близком окружении амфиболсодержащих пород.

Жильные серии контролируются элементами складок (замки, крылья), флексур (обычно смыкающие крылья) или гранитных массивов (гофрировка кровли, апофизы, сетчатые залежи), зонами повышенного рассланцевания пород. Закономерное положение пегматитовых тел относительно элементов этих структур определяет единообразную ориентировку и морфологию жильных скоплений, выдержанную на расстоянии 0.n – n км.

Прямой связи между контролирующими структурами и качеством сырья в жилах в общем случае нет. В любой жильной серии она может быть оригинальна, так как зависит от того, как среагировали в данной структуре благоприятная пачка пород или отдельный горизонт и т.п. В каждом конкретном случае требуются специальные детальные структурные исследования, которые дают особенно хороший эффект при наличии данных на глубину (объемное картирование).

Наличие же пересекающих жилы постпегматитовых тектонических зон - всегда отрицательный признак на сохранность кристаллосырья в этих жилах. Для сохранности мусковитового кисталлосырья важно, чтобы после образования месторождения его не затрагивали регионально

проявленные складчатые деформации и метаморфизм, которые всегда коренным образом снижают ценность месторождения с первоначально хорошими качественными параметрами.

Высококачественное сырье предпочтительно содержится в пегматитах подтипов 1.1, 2.1 и отчасти - 2.2. Они отличаются четко развитыми крупно- и гигантокристаллическими блоково-пегматоидными структурами при доминировании в них плагиоклаза или его паритете с микроклином, наличием крупных кварцевых ядер, слабым распространением биотита, редуцированностью графических зон, частой асимметрией в распространении богатого ослюденения внутри жил. В них также повышены содержания акцессорных минералов.

Типоморфные признаки минералов высокослюдоносных жил - рентгенолюминесцентные (РЛ) свойства их полевых шпатов. РЛ плагиоклаза из подтипа 1.1 в 2-7 раз, а термолюминесценция кварца и микроклина в подтипе 2.1 в 3-5 раз сильнее, чем у рядовых объектов. Для жил с высококачественной слюдой установлены повышенные значения отношений интенсивностей максимумов РЛ-свечения в плагиоклазе: в Чупинском районе $Mn^{2+}/Fe^{3+}>4$, в типе 1 в Мамском районе пик Mn^{2+} в 2-6 раз выше, чем в рядовых жилах того же состава, $(Ce^{3+}+SiO_4^{3-}+Mn^{2+})/Fe^{3+}>7$, $Mn^{2+}/Fe^{3+}>5$, в типе 2 появляется свечение AlO_4^{4-}, $Mn^{2+}/Fe^{3+}>17$) и микроклине $(AlO_4^{4-}/Cr^{3+})>10$ [12, 13].

Отмечается положительная корреляция средней гамма-активности в области >16 мкр/час, а также концентрации CO_2 в газово-жидких включениях в пегматитовом кварце (интервал 100-320 °С в области >2.0 г×моль/л H_2O) и содержания мусковита.

Для определения размера и сортности мусковита при отсутствии прямых данных валового опробования, например, при разбуривании «слепых» жил, может быть использован оптико-спектрометрический метод. Установлено, что слюды разного размера отличаются по соотношению интенсивностей пиков спектров поглощения определенных длин световых волн. Кроме того, для крупноразмерной первосортной слюды характерна очень высокая выдержанность кристаллохимических параметров (низкие коэффициенты вариации содержаний Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al_{IV}, Al_{VI}, Mn^{2+}, Mn^{3+}). Все это может быть формализовано в эмпирических уравнениях регрессии [11, 27].

Таким образом, к образованию промышленных месторождений листового мусковита приводит пространственно-временное совмещение целого ряда благоприятных факторов. Вероятность возникновения крупного месторождения пропорциональна масштабности их проявления. Условия, необходимые для формирования крупных месторождений с высококачественным мусковитом, до конца еще не познанные, возникают достаточно редко. Так, в известных хорошо изученных провинциях, положительный потенциал которых на сырье хорошего качества несомненен, количество таких жил не превышает 5% от общего их числа. И даже проявление на каком-нибудь участке большинства благоприятных факторов не дает полной гарантии высокого качества мусковита во многих его пегматитах. Но вероятность их нахождения здесь выше, чем там, где совпадение благоприятных критериев небольшое.

Заключение

Технология прогнозирования потенциальной слюдоносности объектов различных минерагенических рангов основано на сложившихся к настоящему времени представлениях о совокупности и взаимоотношениях геологических процессов и подвергшихся их воздействию структурно-вещественных комплексов, участвовавших в формировании месторождений листового мусковита. На этом основаны базовые геолого-прогнозные модели, описанные выше. Краеугольные черты моделей рассматриваются как следствие реализации определенных факторов. Перспективность слюдоносных территорий разного ранга зависит от пространственного совмещения проявлений благоприятных и неблагоприятных геологических факторов, выступающих в таком аспекте как критерии.

При оценке перспектив какой-либо площади соблюдается последовательный переход от решения общей задачи по оценке потенциальной слюдоносности крупной территории к решению все более конкретных задач, вплоть до оценки перспектив выявленных слюдопроявлений или возможности дальнейшего прироста запасов на разведуемом объекте. В соответствии со стадией работ меняется и комплекс критериев, а также их «наполнение» - перечень признаков. При региональных исследованиях в рамках методического комплекса обычных ГСР-200 используют преимущественно общегеологические признаки: геотектоническая позиция, тип вмещающей толщи и метаморфизма, формации и возраст гранитов и пегматитов. Их совокуп-

ность позволяет отбраковать крупные территории, которые даже при наличии слюдопроявлений могут быть заведомо бесперспективны на промышленно интересные объекты.

При крупномасштабных ГРР должны анализироваться распределение в районе конкретных метаморфических зон, массивов гранитов и тел пегматитов, благоприятных по составу стратиграфических свит, основных тектонических структур, т.е. все то, что обусловливало пространственную и петрохимическую эволюцию конкретных магматических очагов и отделившихся порций расплава при их взаимодействии с вмещающей средой, а в конечном счете - определило основные черты пегматитовых полей.

И, наконец, при локальных работах основное внимание при прогнозе должно уделяться комплексу критериев, связанных напрямую с местными скоплениями пегматитовых жил и индивидуальными телами, их внутренним строением, ореолами вокруг них, а признаки вмещающей среды – структуры высоких порядков, отдельные горизонты благоприятных пород и т.п. - должны помогать прогнозировать положение установленных жильных скоплений под рыхлыми отложениями и на глубине. Такой эволюционирующий в зависимости от масштаба прогнозирования подход позволяет взаимно увязывать логику ГРР и многоуровневое влияние геологических процессов на продуктивный пегматитогенез.

Литература

Общего назначения

1. Положение о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям (твердые полезные ископаемые) / М.: ВИЭМС, 1999. 28 с.

2. Временные положения организации и проведения геологического доизучения ранее заснятых площадей в масштабе 1:200 000 и подготовки к изданию Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 (новая серия) / Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 250 с.

3. Временные положения организации и производства работ по наземной проверке результатов дешифрирования материалов и космических съемок / М.: Мингео СССР, 1986. 185 с.

4. Инструкция по организации и производству геолого-съемочных работ и составлению Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50000 (1:25000) / М.: ВСЕГЕИ, 1986. 120 с.

5. Классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых / М.: 1997.

6. Организация и содержание геологосъемочных работ масштаба 1: 200000 / Спб: ВСЕГЕИ, 1995. 136 с.

7. Основные положения организации и производства геолого-минерагенического картирования масштаба 1 : 200000 / М.: 1986. 43 с.

8. Покалов В.Т., Пахомов М.И. Технология прогнозных работ при ГСР-200 / М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. 57 с.

9. Прогнозно-металлогенические исследования при региональных геологосъемочных работах / Л.: Недра, 1985. 280.

Специальная

10. Аксенов Е.М., Родионов Г.Г., Чесноков В.Н. и др. Слюда мусковит / Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Ч.4. Оценка прогнозных ресурсов неметаллических полезных ископаемых. М.: 1989. С.152-176.

11. Бахтин А.И., Щербаков Н.А. Кристаллохимия, свойства и особенности генезиса мусковитов из пегматитов Мамско-Чуйского и Бирюсинского районов Сибири по данным оптической спектроскопии / Физика минералов и их синтетических аналогов. Казань: 1988. С.9-24.

12. Борозновская Н.Н., Сапожникова Л.Н. Способ разбраковки пегматитовых месторождений мусковита по степени слюдоносности. Авт. Свидетельство 1274481. 1986.

13. Борозновская Н.Н., Сапожникова Л.Н. Особенности люминесценции полевых шпатов из мусковитовых пегматитов Мамского слюдоносного района// Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Сибири. Томск: 1990. С.236-246.

14. Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов / М.: Недра, 1979. 296 с.

15. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических поясов в подвижных областях / Л.: Наука, 1973.

16. Гродницкий Л.Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита / Л.: Наука, 1982. 296 с.

17. Жукова И.А., Сапожникова Л.Н., Ткачев А.В., Жуков Н.А. Минералогические критерии прогноза качества слюды при геологоразведочных работах на месторождениях мусковитовых пегматитов // Минеральное сырье, 1997, № 1. С.197-206.

18. Комплексные поисковые критерии слюдоносных пегматитов Беломорья (петрологогеофизическая модель локализации месторождений мусковита) / Шуркин К.А., Корсаков В.Н., Зингер Т.Ф. и др. Л.: Наука, 1988. 152 с.

19. Малов Н.Д., Пекельный В.И., Евдокимов Ю.Д. Комплекс радиогеохимических методов при поисках месторождений мусковитовых пегматитов// Разведка и охрана недр, 1983, №3. С.25-27.

20. Макагон В.М., Шмакин Б.М. Геохимия главных формаций гранитных пегматитов / Новосибирск: Наука, 1988. 210 с.

21. Морошкин В.В., Горобец Б.С., Бушев А.Г. Поисковое и генетическое значение люминесценции микроклина и плагиоклаза из слюдоносных мусковитовых пегматитов // Изв. АН СССР. Сер. геол, 1987, №10. С.87-91.

22. Прогноз качества листового мусковита при региональных и поисковых работах (методические рекомендации) / Л.Н.Сапожникова, А.В.Ткачев, И.А. Жукова, Н.А. Жуков - М.: ВИМС, 1995. 41 с.

23. Родионов Г.Г., Роненсон Б.М. Оценка месторождений при поисках и разведках. М., Недра, 1972. 216 с.

24. Салье М.Е., Глебовицкий В.А. Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита / Л.: Наука, 1976. 186 с.

25. Слюдоносные пегматиты/ Макрыгина В.А. и др. – Новосибирск: Наука, 1990. 233 с.

26. Ткачев А.В., Сапожникова Л.Н., Жукова И.А., Жуков Н.А. Размещение и условия образования крупных месторождений листового мусковита и объектов с высококачественным сырьем // Отечественная геология, 1998, №4. С.35-39.

27. Щербаков Н.А., Щербаков В.Д. Способ оценки слюдоносности мусковитовых пегматитов/Пат. 2096814 Россия, МПК 6 G 01 V 9/00; ЦНИИгеолнеруд. № 96112498/25. Бюл., 20.11.1997, № 32.

Рекомендации, утвержденные для конкретных районов

28. Основные методические положения по поискам и разведке мусковитовых пегматитов в Мамско-Чуйском слюдоносном районе /Отв. ред. В.Н. Чесноков. Иркутск: 1990, 186 с.

29. Малов Н.Д., Пекельный В.И. Прогнозно-поисковые комплексы на слюду-мусковит в Карело-Кольском регионе (методические рекомендации). Л.: ТКЭ,1990, 76 с.

13. БОРНЫЕ РУДЫ

В природе известно около 200 борных минералов – преимущественно боратов, в меньшем количестве - боросиликатов и алюмоборосиликатов. Из всего этого многообразия в настоящее время практическое значение имеют приблизительно 20 минералов, в том числе датолит, данбурит, ссайбелиит (ашарит), улексит, гидроборацит, борацит, калиборит, кернит, суанит.

Структура потребления бора определяется такими свойствами его соединений как высокие твердость и теплотворность, тугоплавкость одних и легкоплавкость других, химическая стойкость и огнестойкость, легирующие, дезинфицирующие и антисептические качества, способность повышать урожайность сельскохозяйственных культур, поглощать тепловые нейтроны. Традиционные области применения боропродуктов - производство стекла, стекловолокна, керамики, моющих средств, высоколегированных сталей и резиновых изделий. Борные соединения используются также в атомной и космической технике, электронике, вертолетостроении, производстве материалов с заданными свойствами, в качестве реактивного топлива и других отраслях.

13.1. Размещение месторождений в тектонических структурах земной коры и их связь с геологическими формациями. Формационно-генетическая классификация борных месторождений

Из большого разнообразия генетических типов борной минерализации практическое значение имеют четыре: скарновый, вулканогенно-осадочный, галогенный и производный от него элювиальный. Среди них выделяются месторождения, которые по характеру геотектонических позиций и магматизма, а также близости минеральных ассоциаций сгруппированы в пять рудных формаций: борную, олово-борную, бор-железорудную, редкометалльно-борную и калийно-магниево-борную (табл. 13.1) [4, 5, 10].

Борное минералообразование происходило на протяжении всей геологической истории, однако основная масса эндогенного борного оруденения принадлежит протерозою и мезокайнозою.

В раннепротерозойском тектоническом цикле магнезиальноскарновые месторождения абиссальной фации (бор-железорудная формация) с крупными запасами и богатыми рудами сформировались преимущественно в карельско-готскую тектоно-магматическую эпоху в связи с гранит-мигматитовой геологической формацией при эпиплатформенном орогенезе на щитах и срединных массивах с докембрийским основанием. В фанерозое бор-железорудные месторождения средних и небольших размеров образовывались в гипабиссальных условиях только в пермский период в связи с батолитовым гранитным магматизмом орогенных режимов герцинского тектонического цикла. В аналогичных условиях в киммерийском цикле формировались месторождения олово-борной формации. Масштабность оруденения, генетически связанного с магнезиальными скарнами, постепенно сокращалась от раннего протерозоя до мелового возраста, что, по-видимому, объясняется затуханием явлений гранитизации в земной коре в процессе ее консолидации.

Альпийский тектогенез характеризуется становлением наиболее крупных месторождений борной и редкометалльно-борной формаций. В палеогене и реже в неогене в условиях тектоно-магматической активизации областей завершенной складчатости образовались известковоскарновые месторождения борной формации в связи с контрастными комплексами калиево-натриевых трещинных интрузий щелочных базальтоидов и батолитов калиевых гранитов и/или гранодиоритов. Сверхкрупные и уникальные известковоскарновые месторождения с богатыми боросиликатными рудами локализуются на территориях влияния глубинных разломов в пределах тыловых зон окраинно-континентальных вулканических поясов или сочленений крупных

Таблица 13.1

Формационно-генетическая классификация месторождений бора

Рудная формация	Генетический тип	Геотектонические условия развития	Рудогенерирующая геологическая формация	Тектонический цикл	Минеральные типы оруденения	Геохимическая специализация руд	Условия рудоотложения	Околорудные метасоматические изменения	Примеры месторождений
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Борная	Скарновый	Орогенная активизация областей завершенной складчатости в окраинно- и внутриконтинентальных поясах	Щелочных базальтоидов: малые интрузии калиево-натриевой серии в сочетании с плутонами калиевых гранитов и/или гранодиоритов	Альпийский	Боросиликатный (боросиликаты кальция)	Cr, Sr, Ba, La, Ce, Eu, Yb, Mn, Sb, Bi	Гипабиссальные экзоконтактовые фации в карбонатно-терригенных толщах	Известковое скарнирование, карбонатизация, пренитизация, калишпатизация	Дальнегорское (РФ, Приморье), Акархар (Таджикистан, Вост. Памир), Золотой Курган, Кокуртлы и др. (РФ, Ставропольский край)
Олово-борная		Орогены, окаймляющие эвгеосинклинальные зоны, тектонические блоки вблизи крупных разломов	Гранит-батолитовая: гипабиссальные плутоны, сложенные гранитами, гранодиоритами, граносиенитами	Киммерийский	Боратовый (бораты железа, магния и др.)	Sn, W, Mo, Cu, Pb, Zn, As		Магнезиальное и известковое скарнирование, серпентинизация, хлоритизация, карбонатизация, грейзенизация, калишпатизация, биотитизация, амфиболизация, бруситизация	Титовское, Наледное, Гольцовое и др. (РФ, Саха-Якутия, Верхоянье), Гоночан, Людвигитовое и др. (РФ, Хабаровский край, хр. Джугджур), Хольтон (КНДР)
Бор-железорудная				Герцинский	Боратовый (бораты магния, кальция, железа, марганца и др.)	W, Mo, Mn, Zn, Cu, Pb, Sn, As, F			Солонго (РФ, Бурятия), Быстринское, Железный Кряж и др. (РФ, Читинская обл.), Килипин (КНР, Хунань)
		Эпикратонный орогенез докембрийских щитов и срединных массивов	Гранит-мигматитовая: аляскитовые граниты, гнейсо-граниты, мигматиты гранито-гнейсовых куполов	Карельский и готский	Боратовый (бораты железа, магния и др.)	Cr, Mn, Pb, Mo, Sr, V	Абиссальные экзоконтактовые фации в карбонатно-терригенных и вулканогенных толщах	Магнезиальное скарнирование, серпентинизация, хлоритизация, карбонатизация, калишпатизация	Таежное (РФ, Саха-Якутия, Алданский щит), Жолдыбай (Казахстан, Кокчетавская обл.), Хосианю (КНР, Ляонин)

Окончание таблицы 13.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Редкометалльно-боpная	Вулканогенно-осадочный	Позднеорогенные в межгорных впадинах, на окраинах срединных массивов, в депрессиях и грабенах вблизи глубинных разломов	Щелочных базальтоидов: контрастные по составу вулканиты известково-щелочной серии	Альпийский	Боратовый (бораты кальция, натрия и др.)	Sr, Sb, As, Li, W, Ge и др.	Галогенез в слабопроточных и бессточных озерах вблизи вулканов	Садка эвапоритов (трона, галит и др.)	Серлс (США), Пуга (Индия)
								Формирование туфогенных глин с прослоями хемогенного известняка, ангидрита, гипса, галита	Крамер, Фернис-Крик, Калико-Дагет (США), Тинкалау, Арисаро, (Аргентина), Искелекей, Гогенолук, Хизарчик, Эспей-Килик (Турция)
Калийно-магниево-борная	Галогенный	Платформенные в антиклиналях соляных куполов и синеклиз	Осадочные толщи соляных куполов и кепроки	Герцинский	Боратовый (бораты калия, магния, кальция и др.)	Cr, Mn, Zr, Ga. Ni, Ti, Li, Sr, Cu, Pb и др.	Галогенез высших стадий в морских бассейнах с отложением калийно-магниевых солей с прослоями ангидрита		Индер, Сатимола и др. (Казахстан, Гурьевская обл.), Стасфурт и др. (Германия)
							Выветривание (элювий) бороносных галогенных морских образований		Индер, Сатимола и др. (Казахстан, Гурьевская обл.)

тектонических структур во внутриконтинентальных областях. В известковых скарнах известны концентрации бора, сформировавшиеся и в более ранние эпохи фанерозоя и ассоциирующие с гранитоидными интрузиями позднегеосинклинальной и орогенной стадий развития. Однако все они представлены мелкими месторождениями и рудопроявлениями.

В неогеновом и четвертичном периодах сформировались наиболее значительные в практическом отношении вулканогенно-осадочные месторождения редкометалльно-борной формации, связанные с вулканической и поствулканической деятельностью контрастных по составу вулканитов известково-щелочной серии: андезитов, дацитов, базальтов, липаритов.

Месторождения борной и редкометалльно-борной формаций расположены в пределах двух складчатых поясов - Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского - и приурочены к межгорным впадинам, окраинам срединных массивов и грабенам вблизи глубинных разломов. Расположение месторождений бор-железорудной формации, связанных с раннепротерозойским тектогенезом, определяется их приуроченностью к кратонам или их обломкам в областях с дофанерозойской континентальной корой – Алданский и Сино-Корейский щиты, Кокчетавский срединный массив. Для олово-борной и бор-железорудной формаций герцинского цикла характерна принадлежность к современным эпиплатформенным и эпигеосинклинальным орогенным поясам на складчатом основании от каледонид до мезозоид (Верхоянье, Центральное Забайкалье, Южный Китай и др.).

Относительно скромное значение в качестве источника борного минерального сырья имеет калийно-магниево-борная формация, представленная галогенными месторождениями. Экзогенные концентрации бора известны в отложениях почти всех систем фанерозоя, однако промышленные скопления установлены только в крупных эпиконтинентальных морских соленосных бассейнах, приуроченных к обширным платформенным впадинам герцинского тектонического цикла, заполненным мощными толщами пермских отложений (Прикаспийская, Северо-Германская).

В Непско-Тунгусском междуречье (Иркутский амфитеатр) установлено широкое развитие борной минерализации в галогенных породах нижнего кембрия.

На территории России крупные и сверхкрупные месторождения борных руд представлены объектами скарнового типа. Для таких месторождений масштабы оруденения во многом определяются мощностью контактово-метасоматических образований (скарнированных пород). При этом важное значение имеет состав пород, по которым развиваются продуктивные на бор метасоматиты. Это должны быть существенно карбонатные породы - известняки, доломиты, доломитовые известняки, реже магнезиты, а также известково-силикатные породы.

13.2. Промышленные типы месторождений

В соответствии с формационно-генетической классификацией среди борных месторождений выделены четыре промышленных типа: скарновый, вулканогенно-осадочный, галогенный и элювиальный (табл. 13.2).

Учитывая требования промышленности к борному минеральному сырью, можно обозначить следующие градации месторождений по запасам борного ангидрида (млн. т): мелкие – 0.1-0.3, средние – 0.3-0.5, крупные – 0.5-1, очень крупные – 1-10 и уникальные – более 10 [5].

Наиболее крупными масштабами, высокими содержаниями борного ангидрида, сравнительно несложной технологией переработки руд и благоприятными горно-геологическими условиями характеризуются вулканогенно-осадочные месторождения. В них сосредоточено около 90 % мировых запасов борного сырья. Скарновые месторождения более многочисленны, но по масштабам оруденения, степени концентрации бора и технологическим свойствам руд они, как правило, значительно уступают первым. Суммарные запасы борного сырья в них оцениваются приблизительно в 8 % от мировых. Галогенные месторождения, образованные в морских условиях (карналит-сильвин-галитовый подтип), имеют крупные масштабы, но сложные горно-геологические условия; при довольно простой технологии извлечения бора для них свойственны относительно низкие содержания борного ангидрида. Элювиальные месторождения галогенной формации (глинисто-гипсовый подтип) содержат богатые руды, однако они малы по запасам.

Месторождения вулканогенно-осадочного типа не рассматриваются в данном руководстве, так как они не выявлены на территории России и перспективы их обнаружения здесь по современным геолого-генетическим представлениям отрицательны.

Промышленная классификация месторождений бора

Тип и подтип месторождений		Рудовмещающие породы	Типы руд		Рудные тела					B_2O_3, % (ср. в руде)	Масштаб оруденения	Распределение оруденения и характер границ рудных тел	Технологические свойства руд	Попутные полезные ископаемые и компоненты	Примеры (выделены эксплуатируемые месторождения)
			промышленный	минеральный	форма	залегание	размеры, м: простиранис	размеры, м: падение	размеры, м: мощность						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Скарновый	Известково-скарновый	Скарны и скарноиды по известнякам и известково-силикатным породам	Боросиликатный	Датолитовый, данбуритовый	Линзовидная, пластообразная	Крутопадающее, реже пологое	От сотен до тысяч	Сотни	От десятков до сотен	6 - 12	До уникального	Равномерное, границы устанавливаются визуально	Требуют обогащения	Во вмещающих породах волластонит, известняк, поделочный, облицовочный и строительный камень	**Дальнегорское (Россия),** Акархар (Таджикистан)
	Магнезиальноскарновый и апомагнезиально-известково-скарновый в гипабиссальной фации	Скарны и кальцифиры по доломитам, доломитовым известнякам, магнезитам	Боратовый	Котоитовый, суанитовый, людвигитовый, курчатовитовый, сахаитовый, ссайбелиитовый	То же		От десятков до сотен		От единиц до десятков	4 - 16	До крупного	Равномерное и неравномерное, границы устанавливаются визуально и по данным опробования	Бедные (до 6% B_2O_3), требуют обогащения	В рудах железо (магнетит), возможно олово, во вмещающих породах известняк, доломит, поделочный и строительный камень	Титовское, Наледное, Солонго и др. (Россия), **Хольтон (КНДР)**
	Магнезиальноскарновый в абиссальной фации			Людвигитовый, суанитовый, ссайбелиитовый			Сотни		Десятки	3 - 20	До очснь крупного			То же, но в рудах нет олова	Таежное (Россия), Жолдыбай (Казахстан), **Хосианю (КНР)**

Продолжение табл. 13.2

	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Вулканогенно-осадочный	Вулканогенно-соленосный	Континентальные эвапориты (трона, галит и др.)	Боратовый	Буратинкалконитовый с кернитом	Пластовая, линзовидная	Горизонтальное или пологое	От 0.5 × 6 до 3 × 12 км *		1 - 24	1-1.5 в рапе, 20-25 в солях	До уникального	Неравномерное, границы устанавливаются визуально	Не требуют глубокого обогащения	Сода, тенардит, галит, сера, литий, вольфрам, стронций, сурьма, фосфор	**Серлс (США)**, Пуга (Индия)
	Вулканогенно-глинистый	Озерные туфогенные глины с прослоями известняка, ангидрита, гипса, галита	То же	Улекситовый, колеманитовый, колеманит-улекситовый, буратинкалконитовый с кернитом	Пластовая, желваковая	То же	От 0,4 × 0,8 до 1 × 2 км *		1 - 90	10-50	До уникального	Равномерное, границы устанавливаются визуально		Бентониты, цеолиты, сера, мышьяк, сурьма, стронций, германий, лигниты	**Крамер, Фернис-Крик (США), Эмет, Бигадич, Кырка и др. (Турция), Тинкалау (Аргентина), Салинас (Перу)**
Галогенный	Сульфатно-хлоридный	Калийно-магниевые соли с прослоями ангидрита		Калиборитовый, преображенскитовый, борацитовый, ашаритовый, гидроборацитовый	Пластовая, гнездовидная	Крутопадающее	От сотен до тысяч	Сотни	До 50	2-6	До очень крупного	Неравномерное и крайне неравномерное, границы устанавливаются по данным опробования		Калий, магний, бром, галит	**Индер**, Сатимола, Челкар и др. (Казахстан), Стасфурт (Германия)
	Хлоридный			Борацитовый, боращит-джинорит-хильгардитовый, полиборатовый						3-5					

Окончание табл. 13.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	Скрыто-прорванных куполов	Гипс, глины, карбонаты	Боратовый	Гидроборацитовый, улекситовый, ашаритовый	Линзовидная, пластообразная, гнездовая	Горизонтальное или пологое	От 0.2 × 0.4 до 0.2 × 2 км *		До 25	3-30	До крупного	Неравномерное, границы устанавливаются преимущественно визуально	Бедные и рядовые (7-12% B_2O_3), нуждаются в комбинированном обогащении	Гипс, сера	**Индер**, Сатимола, Челкар и др (Казахстан), Стасфурт (Германия)
	Открытопрорванных куполов			Улексит-иниоит-ашаритовый, улексит-иниоит-пандермит-колеманитовый, улекситовый, гидроборацитовый											

* Для месторождений вулканогенно-осадочного типа и глинисто-гипсового подтипа галогенного типа в графах 8-9 указаны площади рудных тел.

Разрабатываемые в России борные руды представлены боросиликатным типом в известковых скарнах, а руды, являющиеся предметом возможной эксплуатации - боратовым типом в магнезиальных и апомагнезиально-известковых скарнах и кальцифирах. Возможно попутное извлечение бора при освоении Непского месторождения калийных солей в Иркутской области, а также имеются некоторые перспективы обнаружения борных месторождений галогенного типа в других регионах.

Природные минеральные типы борных руд скарновых месторождений выражены несколькими разновидностями: датолитовой, данбуритовой, людвигитовой (с магнетитом), суанитовой, котоитовой, курчатовит-сахаитовой. В составе руд известковоскарновых месторождений кроме датолита и данбурита могут присутствовать гранат, пироксен, волластонит, везувиан, кальцит, кварц, гизингерит. Руды магнезиальноскарновых месторождений, помимо боратов – людвигита, суанита, котоита, курчатовита, федоровскита, сахаита и др. - обычно содержат форстерит, минералы группы гумита, флогопит, серпентин, амфиболы, кальцит, гидроталькит, магнетит, сульфиды, иногда касситерит. В рудах апомагнезиально-известковоскарновых месторождений с боратами ассоциируют все отмеченные выше минералы.

Руды галогенных и элювиальных месторождений преимущественно полиминеральные - среди основных типов по ведущим минералам выделяют калиборитовый, преображенскит-борацитовый, ашаритовый, гидроборацитовый, улекситовый. Бораты локализуются в толщах легко растворимых натриевых, калиевых и магниевых солей, содержащих прослои сульфатов, карбонатов, глин.

В лучших известковоскарновых борных месторождениях нет иного оруденения, кроме борного. В технологических сортах боросиликатных руд необходимо контролировать содержание железа и карбонатов. Руды людвигитового типа содержат большое количество железа как за счет самого бората, так и магнетита, который может преобладать над остальными рудными минералами. В них наряду с боратами и магнетитом в заметных количествах могут развиваться сульфиды. В этом же типе руд в апомагнезиальных известковоскарновых месторождениях присутствует олово, среднее содержание которого в людвигит-вонсенитовых разновидностях достигает 0.35-0.40 %, а в гулситовых – 1.5-2 % SnO_2. Олово находится в железо-магниевых боратах преимущественно в виде изоморфной примеси, реже связано с присутствием касситерита, норденшельдина, гидроксидов. Для курчатовит-сахаитовых руд обычны повышенные концентрации цинка (ZnO 2-3%) и мышьяка (As_2O_5 2-2,5%). В рудах галогенного и элювиального типов полезными компонентами служат, кроме бора, калий, магний, бром, сера, гипс, которые могут быть предметом попутного извлечения. Вредные примеси - железо, алюминий, кремний, загрязняющие продукты переработки.

13.3. Категории прогнозных площадей, принципы их выделения и оконтуривания

На основе теоретических геолого-генетических и минерагенических представлений на мелкомасштабных (1:500 000 и мельче) структурно-формационных картах выделяются ***бороносные провинции***, территории которых предпочтительны для локализации того или иного генетического и геолого-промышленного типа борного оруденения. При региональном и локальном прогнозировании целесообразно выделять в границах рудоносных провинций потенциально перспективные рудные районы и узлы, в пределах которых - поля, а в них - месторождения и участки. Результаты прогнозирования могут выражаться как в качественных, так и количественных показателях [2, 7].

Палеогеодинамическая обстановка бороносных провинций с известковоскарновым оруденением (**борная формация**) определяется их приуроченностью к активным окраинам континентов или зонам их столкновения в областях с мезозойской и кайнозойской континентальной корой. Для них обязательно наличие глубинных разломов в пределах тыловых зон окраинно-континентальных вулканических поясов или сочленений крупных тектонических структур во внутриконтинентальных областях [3, 4]. Бороносные скарны образуются в диапазоне глубин 1.5-4 км. Боросиликатное оруденение парагенетически связано с магматическими комплексами, представленными малыми интрузиями щелочных базальтоидов в сочетании с батолитами калиевых гранитов и/или гранодиоритов. Возраст промышленного оруденения может быть палеогеновый или неогеновый.

Рудоносные провинции с докембрийскими бороносными магнезиальными скарнами (**борожелезорудная формация абиссальной фации**) характерны для щитов или их обломков с до-

фанерозойской континентальной корой. Оруденение формировалось в протерозойском тектоническом цикле при региональной гранитизации в связи с гранит-мигматитовой формацией в условиях безволластонитовой фации глубинности. Возраст скарнов и содержащегося в них борного оруденения - от середины нижнего протерозоя (2.0 млрд. лет) до среднего рифея (1.3 млрд. лет) [4].

Факторы, контролирующие размещение провинций с борным оруденением в магнезиальных и апомагнезиально-известковых скарнах гипабиссальной фации, определяются режимом коллизии континентальных плит и расположением территорий в пределах континентальных окраин и зон их столкновения в областях с мезозойской (**олово-борная формация**) и палеозойской (**бор-железорудная формация**) континентальной корой, проявленностью на этих территориях орогенеза в периоды соответственно киммерийского и герцинского тектонических циклов с развитием плутонов гранит-батолитовой формации, генерирующих борное оруденение и его формированием на глубинах не более 4 км [4, 10].

Бороносные галогенные отложения (**калийно-магниево-борная формация**) формировались на протяжении всего фанерозоя (от кембрия до неогена), однако промышленное оруденение локализуется только в комплексах пермского возраста [8, 10]. Месторождения этого типа связаны с осадками крупных эпиконтинентальных морских бассейнов, расположенных в пределах подвижных зон платформ, испытавших длительное и интенсивное прогибание, обеспечившее полное развитие галогенеза. В условиях ограниченной связи солеродных бассейнов с открытым морем и благоприятного тектонического режима происходило достаточно быстрое накопление мощных (до 1000-2000 м) толщ легкорастворимых солей, гипсов и терригенно-глинистого материала, причем в галогенных бороносных отложениях мощность галитовых и калиеносных солей в 10-20 раз превышает мощность гипсовых пачек. Минеральный состав пород данной формации отвечает составу осадков сульфатно-хлоридного гидрохимического типа солеродных бассейнов. Основная масса бора связана с конечными стадиями соленакопления.

Рудные районы это составные части провинций и представляют собой фрагменты рудоносных провинций, являясь областями высокой проницаемости с повышенным уровнем рудоносности, которые включают рудные узлы, месторождения, рудо- и минералопроявления, связанные с определенными геологическими формациями и контролируемые едиными геотектоническими позициями. ***Рудные узлы*** являются сближенными рудными полями. Формы рудных районов обычно не имеют четко выраженной линейности, нередко изометричные или неправильные, их размеры не превышают первых тысяч квадратных километров.

Типовые геолого-прогнозные модели рудных районов (узлов), предназначенные для прогнозирования оруденения, отражают комплекс одноранговых рудоконтролирующих факторов и признаков (геологических, геофизических, геохимических и иных) в пределах конкретных территорий применительно к определенным рудным формациям [3, 4, 6]. Такие факторы и признаки вытекают из закономерностей образования и размещения борных месторождений и позволяют выделить в геологическом пространстве соответствующие перспективные площади.

Бороносные рудные районы (узлы) выделяются на прогнозно-минерагенических картах м-ба 1:200000, которые базируются на структурно-минерагенической основе и отражают степень изученности территории прогноза с учетом поисковых критериев. Наборы факторов и ведущих признаков, рассматриваемые ниже для различных генетических типов борного оруденения, могут несколько отличаться по своей полноте в связи с различной степенью изученности и наличием методических разработок для конкретных объектов прогноза.

Пример геолого-прогнозной модели магматогенно-рудной системы сводово-блокового типа, характерной для окраинно-континентальных вулканических поясов, отождествляемой с рудным районом и продуцирующей боросиликатное оруденение, представлен на рис. 13.1 (план) и 13.2 (разрез).

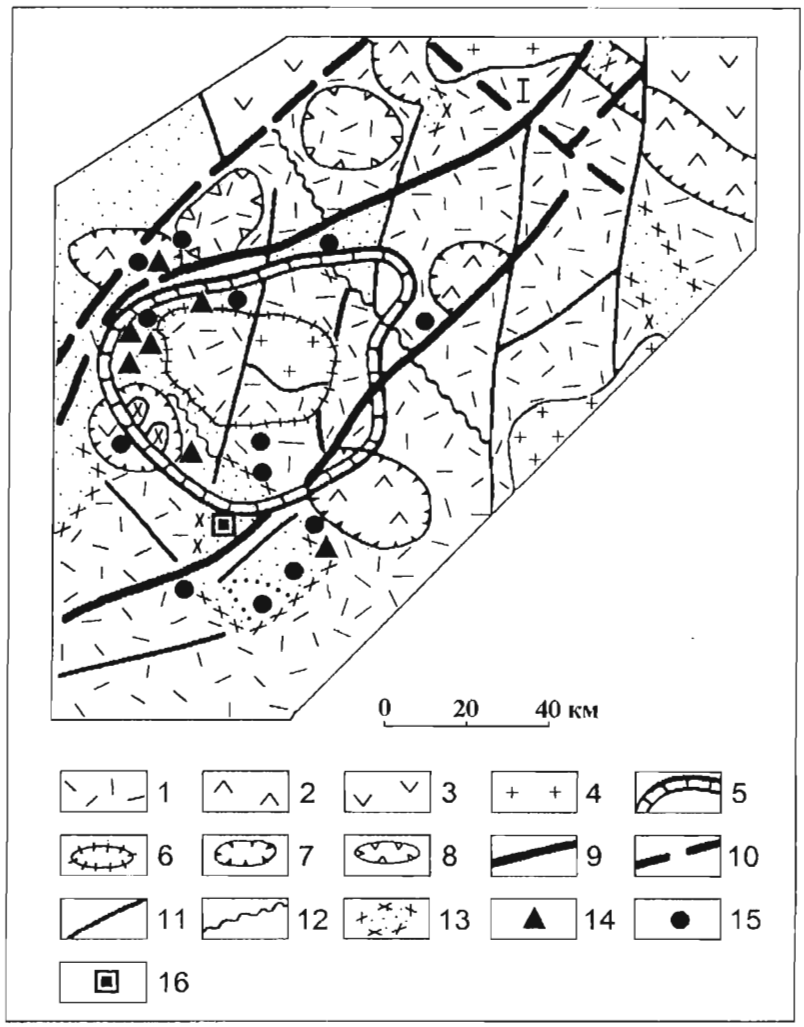


Рис. 13. 1. Структурно-тектоническая модель рудного района с боросиликатным оруденением в окраинно-континентальном вулканическом поясе (использованы данные Е.Г.Корсунова).

1 – кислые вулканиты; 2 – дациты; 3 – андезиты; 4 – граниты; 5 – контур интрузивно-купольной структуры; 6 – Центральная вулкано-тектоническая структура (ВТС); 7-8 – малые ВТС внешней зоны: 7 – стратовулканы с андезитовым и андезито-базальтовым магматизмом, 8 – ВТС преимущественно с кислым вулканизмом; 9-10 – глубинные разломы; 11 – прочие разрывы; 12 – рудоконтролирующие зоны; 13 – горст-антиклинали складчатого фундамента; 14-16 – месторождения: 14 – скарновые полиметаллические, 15 – жильные полиметаллические, 16 – скарновое боросиликатное.

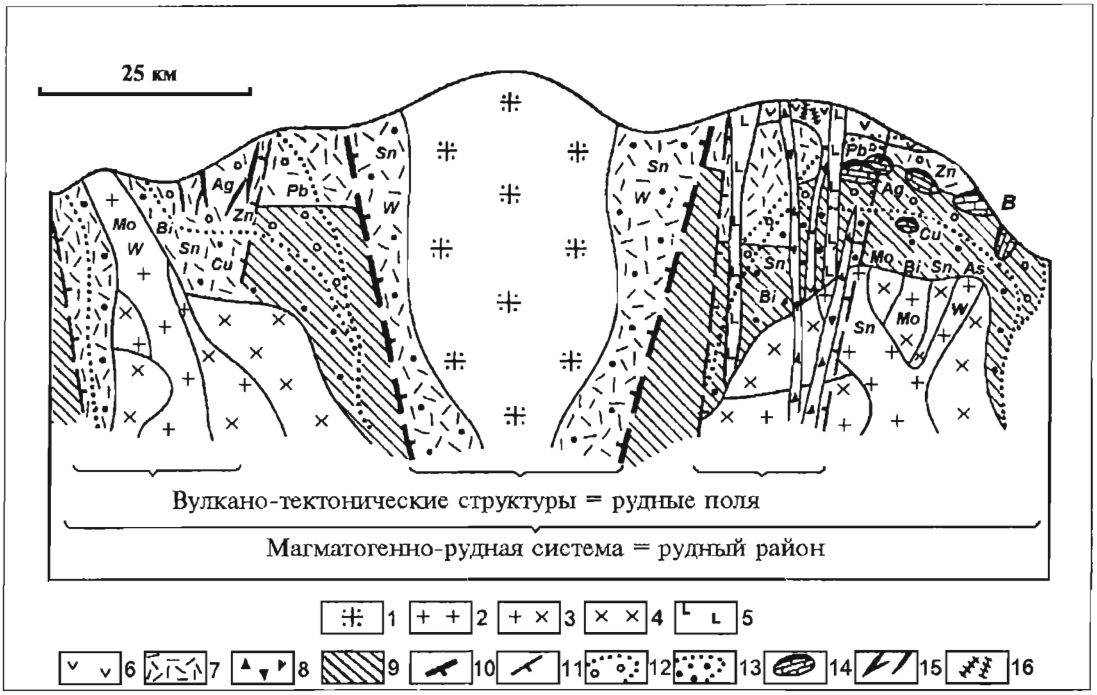


Рис. 13. 2. Геолого-прогнозная модель бороносного рудного района, приуроченного к окраинно-континентальному вулканическому поясу (поперечный разрез по материалам Е.Г.Корсунова).

1 – гранофиры; 2 – известково-щелочные граниты; 3 – гранодиориты и тоналиты; 4 – кварцевые диориты и диориты; 5 – габбро и гиперстеновые базальты; 6 – андезиты, дациты; 7 – вулканиты кислого состава; 8 – эксплозивные брекчии и туффиты; 9 – фрагменты осадочного фундамента; 10 – границы кальдеры; 11 – границы вулкано-тектонических структур с андезитовым вулканизмом; 12 – поля распространения пропилитов; 13 – поля распространения грейзенов, грейзенизированных пород и роговиков; 14 – известковоскарновые месторождения (борные и полиметаллические); 15 – жильные полиметаллические месторождения; 16 – серебряные и золото-серебряные жильные месторождения в аргиллизированных вулканитах. Pb – химические символы рудных концентраций.

Рекомендуется при прогнозировании крупных и уникальных по запасам объектов борной формации (боросиликатные руды) не выделять рудные поля, а в пределах перспективных районов целесообразно переходить сразу к оконтуриванию площадей, сопоставимых с месторождениями.

Контуры бороносных ***рудных полей*** намечаются на прогнозно-минерагенических картах м-ба 1:50000, основой которых служат структурно-формационно-фациальные карты того же масштаба в сочетании с информацией о поисковых критериях и признаках соответствующего борного оруденения [1, 4, 8-10], глубинном строении территории, ее геолого-геофизической изученности.

Территории, потенциально перспективные на наличие рудных полей со **скарново-борным** оруденением, должны характеризоваться наличием:

- карбонатных пород, при этом необходимо иметь информацию о их литолого-фациальной принадлежности,
- интрузивных тел, включая дайки, с необходимой дифференциацией петрографической, петрохимической и по возрасту (дорудные, синрудные и пострудные),
- участков скарнирования пород и развития кальцифиров с выделением фаций скарнов - известковые, магнезиальные, апомагнезиально-известковые,
- складчатых и разрывных структур, контролирующих образование и локализацию скарнов и кальцифиров, особенно бороносных,
- соответствующих геохимических, геофизических и петрофизических аномалий,
- концентраций борных минералов с разделением их по формационной принадлежности.

В контурах известных рудных полей при проведении поисковых работ в м-бах 1:50 000 (1:25000) и крупнее по совокупности геологической, геофизической и минералого-геохимической информации и ее комплексной интерпретации выделяют ***перспективные площади, а на место-***

рождениях перспективные блоки, с количественной оценкой для них прогнозных ресурсов категории P_1, а где позволяет плотность точек наблюдений – запасов категории C_2.

Геолого-прогнозная модель боросиликатного месторождения, локализованного в известковых скарнах, построена на примере Дальнегорского месторождения (рис. 13.3).

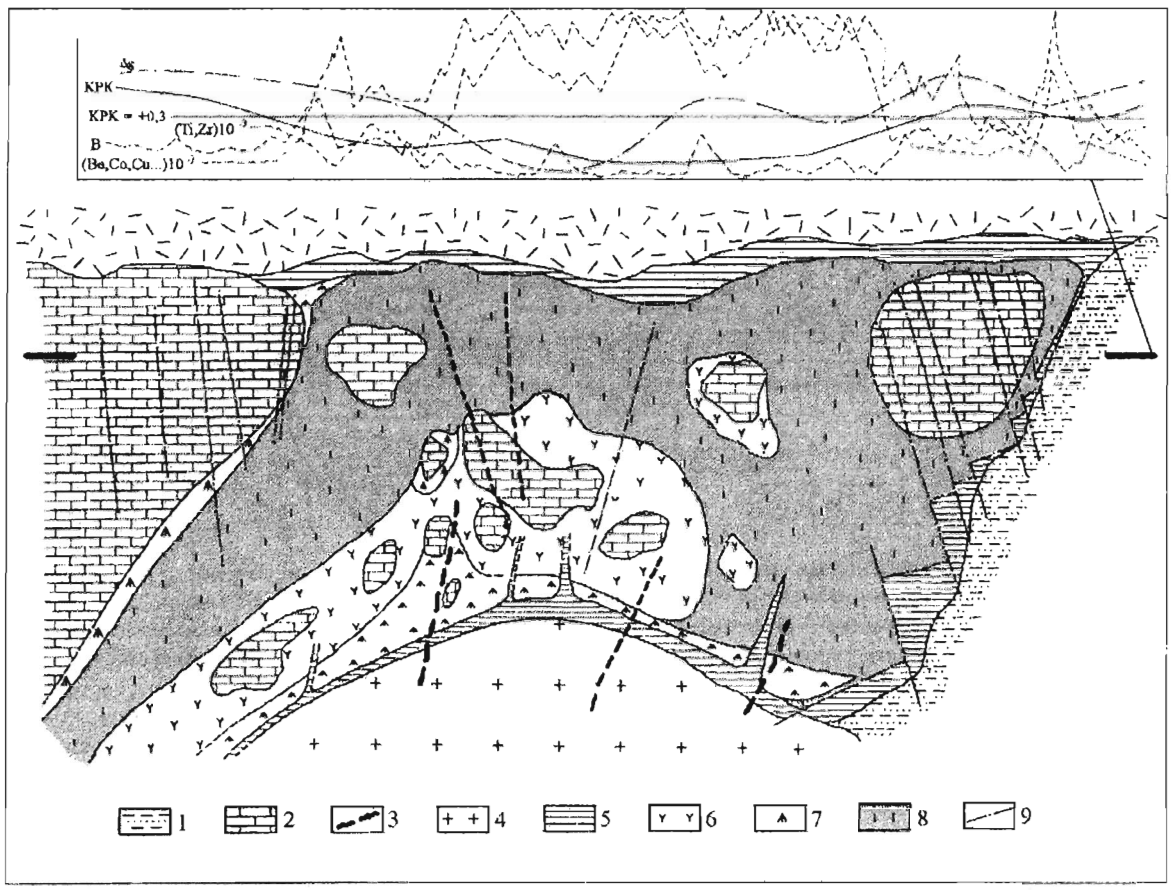


Рис. 13. 3. Геолого-прогнозная модель боросиликатного месторождения (использованы данные Н.А.Носенко).

1 – песчаники и алевролиты переслаивающиеся; 2 – известняки; 3 – базальтоиды щелочные (комплекс трещинных интрузий); 4 – комплекс калиевых гранитоидов: диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты; 5 - скарны и скарноиды по алюмосиликатным породам; 6-7 – скарны по карбонатным породам: 6 – волластонитовые, 7 - пироксен-гранатовые; 8 – боросиликатные руды (датолитовые и данбуритовые); 9 – разрывные нарушения.

13.4. Комплексы признаков для выделения и прогнозирования перспективных под поиски бороносных площадей разного ранга

Геологические карты м-бов 1:200000 и крупнее, предназначенные для прогнозирования **скарново-борного** оруденения, должны содержать следующую информацию, закрепленную в легенде:

- литолого-фациально расчлененные карбонатные породы с выделением среди них известняков, доломитовых известняков или известковистых доломитов, доломитов, магнезитов, потенциально продуктивных на разные типы скарново-борного оруденения - кальциевый, магниевый или смешанный,

- интрузивные комплексы пород, принадлежащие к различным магматическим формациям, для определения сопряженных с ними потенциально бороносных формаций,

- главные тектонические структуры - складчатые и разрывные, контролирующие потенциальное борное оруденение в соответствии с различиями геотектонических режимов, тектонических циклов и палеогеодинамических обстановок территорий,

- площади интенсивных гидротермально-метасоматических преобразований вмещающих пород, в первую очередь скарнированных,

- месторождения и боропроявления с указанием их формационной принадлежности, а также соответствующие геохимические аномалии информативных элементов.

Рудные районы. Для выделения перспективного района развития **борной формации** необходимо сочетание следующих факторов:

- узлов пересечения глубинных разломов широтного и субмеридионального направлений с предпочтительным развитием в них кольцевых вулкано-тектонических структур, образующих магматогенно-рудную систему сводово-блокового типа,
- известняков (мраморов) в виде пластов, пачек, линз, а также участков слоисто перемежающихся карбонатных и силикатных пород,
- батолитов калиевых гранитов, характеризующихся аномально высокими содержаниями Cr, B, Sr, Ba и присутствием редких земель (La, Ce, Sm, Eu), а также малых интрузий щелочных базальтоидов с повышенными содержаниями K, Rb, Cs, Ni, B; каждый из этих магматических комплексов олигоценового возраста обособленно также может представлять интерес в качестве потенциально рудопродуцирующего,
- известковых скарнов преимущественно пироксен-гранатового состава и скарноидов, в составе которых преобладают полевые шпаты,
- боросиликатного оруденения – датолитового и/или данбуритового, или минерализации.

Над концентрациями боросиликатов в метасоматитах возникают первичные геохимические ореолы бора. Однако следует учитывать, что геохимические борные ореолы могут быть связаны с наличием во вмещающих породах турмалина и/или аксинита, не являющихся объектами промышленной эксплуатации и нередко образующих самостоятельные скопления различных размеров вне ассоциации с борным оруденением.

Факторы, контролирующие размещение бороносного рудного района (узла) **бор-железорудной формации абиссальной фации** (на примере Алданского щита), следующие:

- неоднородность гранулитового комплекса, отражающая блоковое строение докембрийского кристаллического фундамента с развитием разломов, контролирующих размещение рудоносных площадей; склоны крупных гранито-гнейсовых куполов и межкупольные пространства,
- наличие среди вулканогенно-осадочных толщ существенно магнезиальных карбонатных пород (доломитов, доломитовых известняков, известковистых доломитов, магнезитов),
- проявление региональной гранитизации карбонатно-терригеных толщ в связи с раннепротерозойской тектоно-магматической активизацией и выраженной в развитии полей мигматитов, гнейсо-гранитов, аляскитов,
- образование магнезиальных скарнов и кальцифиров в условиях безволластонитовой фации глубинности, минеральный состав которых, помимо карбонатов, представлен пироксенами, шпинелью, форстеритом, минералами группы гумита, флогопитом, и отсутствие в парагенетических ассоциациях абиссофобных минералов – волластонита, везувиана, кальциевых гранатов гроссуляр-андрадитовой серии, монтичеллита, периклаза и др.,
- знакопеременные аномалии силы тяжести при преобладании более крупных по площади полей с отрицательными значениями и низкоградиентными граничными зонами над гранито-гнейсовыми куполами,
- наличие на картах преобразованных гравиметрических полей (результат "частотной фильтрации" наблюденных данных) обширных отрицательных аномалий на проекциях глубинных уровней по изолинии 0 мГл (III гармоника, глубина 6 км),
- развитие изометричной и неправильной форм знакопеременных с преобладанием отрицательных магнитных аномалий над площадями проявления разномасштабной гранитизации и локальных положительных высокоградиентных магнитных аномалий над участками локализации боратового (людвигитового) и борато-магнетитового оруденения,
- присутствие зон нарушения коэффициента ранговой корреляции (КРК) между плотностью и магнитной восприимчивостью пород с значениями менее +0.3, выделяемых при обработке исходных петрофизических данных с палеткой, соответствующей окну 10×10 км, и оконтуривающих площади развития метасоматитов,
- наличие борных и бор-железорудных месторождений и рудопроявлений, локализованных в магнезиальноскарновых метасоматитах, развитие первичных геохимических ореолов бора и других индикаторных элементов,

Размещение бороносного рудного района (узла) с магнезиальноскарновым и апомагнезиально-известковоскарновым оруденением, сформированным в условиях **гипабиссальной фа-**

ции глубинности (**железорудно-борная и олово-борная формации**), определяется сочетанием следующих рудоконтролирующих факторов:

- развитием эпигеосинклинального орогенеза в периоды герцинского и киммерийского тектоно-магматических циклов,
- наличием узлов пересечения разноориентированных крупных тектонических нарушений в относительно приподнятых блоках земной коры,
- проявлением гранитоидного магматизма раннемелового возраста - гипабиссальные батолитоподобные плутоны лейкократовых гранитов и гранитов известково-щелочного состава, гранодиоритов, граносиенитов,
- широкой распространенностью фанерозойских магнезиальных карбонатных пород (доломитов, доломитовых известняков, известковистых доломитов) в виде мощных пачек, пластов, линз в экзоконтактовых зонах гранитоидных массивов,
- значительным масштабом развития магнезиальных скарнов и кальцифиров шпинель-пироксен-форстерит(клиногумит)-флогопитового состава с возможным частичным их замещением известковыми скарнами гранат-везувиан-волластонитового состава,
- наличием знакопеременных гравиметрических и магнитных аномалий с преобладанием полей с отрицательными значениями над эродированными или погребенными массивами гранитоидов,
- присутствием борной минерализации или оруденения, которые могут сопровождаться магнетитовыми, касситеритовыми, сульфидными рудами, первичные геохимические ореолы B, Sn, W, Mo, Cu, Pb, Zn, As, F.

Для объектов **калийно-магниево-борной формации** рудные районы в границах галогенных провинций характеризуются сочетанием следующих рудоконтролирующих факторов:

- формированием бороносных галогенных отложений в условиях аридного климата из солеродных растворов в крупных платформенных депрессиях при поступлении в бассейн морских и континентальных вод в условиях затруднительной связи с океаном и периодическом достижении высоких стадий галогенеза осадков,
- крупными отрицательными формами рельефа, отвечающими областям длительного погружения солеродных бассейнов,
- развитием солянокупольной тектоники в результате выдавливания соляных масс, залегающих во впадинах с осложненным рельефом дна и перекрываемых мощными толщами терригенных пород,
- пермским возрастом соляных калийно-магниевых толщ и их приуроченностью к завершающим циклам галогенной седиментации,
- постоянством соотношений солей магния и кальция в галогенных отложениях,
- наличием бора на первом месте в рядах возрастания подвижности малых компонентов в глинистых прослоях бороносных соляных толщ: B, Cr, Ga, Mn, Zr, Ti, Li, Sr, Cu, Pb, Ba,
- присутствием магниевых и кальциевых боратов в отложениях, сложенных хлоридами и сульфатами Mg, Ca и K,
- высокой общей минерализацией подземных вод и вод поверхностных водоемов, особенно по калию и бору.

Рудные поля. Потенциальные скарново-рудные поля, перспективные для локализации определенных формационных типов борного оруденения, обладают своими специфическими чертами.

Рекомендуется при прогнозировании крупных и уникальных объектов с боросиликатным оруденением **борной рудной формации**, локализующихся в известковых скарнах, рассматривать территории, отождествляемые с рудными полями и, исключив эту минерагеническую единицу, переходить непосредственно к прогнозированию месторождений. Установлено, что крупные и уникальные месторождения этой формации единичны, а мелкие сателлиты основных рудных тел на глубине обычно соединяются в единые скарново-рудные залежи. Известные на территории России мелкие месторождения боросиликатных руд с незначительными запасами сырья группируются вокруг небольших гранитоидных массивов (Северный Кавказ), а залежи с непромышленными скоплениями боросиликатов часто бывают приурочены к скарнам в экзоконтактовых ореолах гранитоидных массивов, продуцирующих медное, железное или марганцевое оруденение (Урал).

Для **бор-железорудной формации** с оруденением докембрийского возраста (**абиссальная фация**) площади рудных полей должны характеризоваться совокупностью следующих факторов:

- приуроченностью рудно-магматических комплексов к осложнениям в сводовых частях и на склонах гранито-гнейсовых куполов или их склонам,
- участками распространения преимущественно однородных карбонатных существенно доломитовых или магнезитовых пород, чаще всего приуроченных к определенным стратиграфическим единицам,
- изоклинальными и моноклинальными складками, сложенными породами продуктивных горизонтов, предпочтительно имеющими резкие изгибы своих осей с образованием крючкообразных и подковообразных форм в местах их сочленения и пересечения разломами,
- сериями тектонических нарушений как секущих, так и сопряженных с генеральным простиранием складчатых структур, особенно образовавшихся в постскарновый этап, что увеличивает проницаемость пород для рудообразующих растворов,
- гранулитовой фацией регионального метаморфизма рудовмещающих толщ,
- участками интенсивной гранитизации и мигматизации - аляскитовый магматизм раннепротерозойской эпохи активизации (для Алданского щита),
- наличием мощных зон (десятки метров и более) магнезиальных скарнов и кальцифиров, сформированных в условиях абиссальной безволластонитовой фации с определенным составом минеральных парагенезисов, характеризующихся отсутствием абиссофобных минералов,
- контрастными знакопеременными гравиметрическими и магнитными аномалиями над участками развития комплексного борато-магнетитового оруденения и слабой проявленностью геофизических полей на площадях развития собственно борных безмагнетитовых руд,
- глубинно-плотностными неоднородностями, соответствующими на картах I гармоники преобразованного гравиметрического поля близнулевым краевым частям положительных значений силы тяжести (Δg = 0-2 мГл),
- петрофизическими аномалиями, устанавливаемыми при обработке исходных данных окном, соответствующим палетке 2×2 км, и выраженными высокоградиентными зонами с значениями КРК от 0 до +0.3,
- лито-, гидро- и биогеохимическими (по золе мхов) аномалиями с превышением в них содержаний бора не менее чем в 1.5-3 раза относительно фоновых,
- проявлением типоморфного боратового оруденения или минерализации, представленными железо-магниевыми боратами людвигит-вонсенитовой серии, магниевыми боратами – суанитом и ссайбелиитом - реже встречающимися варвикитом, турмалином, сингалитом, серендибитом, отсутствием абиссофобных минералов: магниевого бората – котоита, магниево-кальциевых и кальциевых боратов, кальциевых боросиликатов.

Факторы, контролирующие позицию рудных полей **гипабиссальных бор-железорудной** и **олово-борной** формаций, детализируют требования, предъявляемые к соответствующим рудным районам. В дополнение к рассмотренным выше положениям необходимо добавить следующие:

- в экзоконтактовых зонах гранитоидов, особенно в провисах кровли и в участках вогнутого в сторону интрузива контакта, должны присутствовать пачки, пласты и линзы карбонатных пород с высокой магнезиальной составляющей,
- наличие эндоконтактовых изменений гранитоидов, приведших к образованию субщелочных разностей,
- формирование скарнов и борного оруденения в условиях гипабиссальной фации на глубинах до 4 км,
- состав магнезиальных скарнов и кальцифиров , помимо карбонатов определяют пироксены, шпинель, форстерит, периклаз, монтичеллит, минералы группы гумита, флогопит, апоскарновые минералы представлены амфиболами, серпентином, бруситом, гидроталькитом, околоскарновые – скаполитом и полевыми шпатами, в магнезиальных скарнах, испытывающих последующее известковоскарновое замещение, дополнительно развиваются гранаты, везувиан, волластонит,
- оруденение, локализованное в скарнах и кальцифирах, представлено железо-магниевыми (часто с повышенным содержанием изоморфного олова), магниевыми и кальцие-

во-магниевыми боратами, нередко широко распространены магнетит и сульфиды, реже касситерит, норденшельдин, гидростаннаты;

- приуроченность к участкам развития скарнов и кальцифиров, содержащих железомагниевые бораты и магнетит, совмещенных локальных положительных гравиметрических аномалий на фоне минимума гравитационного поля и магнитных аномалий различной интенсивности,

- развитие над зонами метасоматитов первичных литохимических ореолов B, As, Sn, Cu, Pb, Zn, Mo для олово-борной формации и B, F, As, Zn, Pb, Mn, Mo, Sn, W - для боржелезорудной формации, наличие контрастных гидрохимических ореолов бора.

Специфика рудных полей **галогенной борной формации** определяется следующими факторами:

- развитием в крупных депрессиях мощных толщ морских галогенных отложений пермского возраста и повышенной бороносностью пластов калийно-магниевых солей, формирующих определенные яруса и свиты,

- приуроченностью боратового оруденения к солянокупольным структурам, в том числе прорванного или открыто-прорванного типов, тяготеющим к осевым наиболее прогнутым зонам солеродных бассейнов,

- развитием в ядрах соляных куполов, осложненных мелкими складками, брахиантиклинальных, в меньшей степени - синклинальных структур,

- наличием ангидритовых горизонтов, маркирующих положение бороносных зон,

- развитием на куполах гипсовой шляпы с невысокой эродированностью соляного ядра (важный фактор для элювиальных месторождений),

- локализацией полиборатового оруденения в соляных отложениях, представленных хлоридами и сульфатами Mg, Ca, K,

- определенными выдержанными соотношениями в бороносных галогенных отложениях борного ангидрита и солей магния и кальция,

- лидирующим положением бора в ряду подвижности малых примесей элементов в глинах галогенных отложений,

- повышенными значениями бром-хлорного отношения ($Br \times 10^3/Cl$) для каменной соли,

- высокой общей минерализацией и повышенными содержаниями калия в подземных водах и озерах в пределах соляных куполов.

Потенциальные месторождения и перспективные участки. При прогнозировании месторождений с боросиликатными рудами (**борная формация**) следует учитывать следующий набор рудоконтролирующих факторов:

- узлы пересечения тектонических нарушений с развитием в них кольцевых вулканотектонических структур купольно-блокового типа,

- развитие густой сети разрывных нарушений, зон трещиноватости и дробления, обеспечивающих повышенную флюидопроницаемость рудовмещающих комплексов,

- наличие на локальной потенциально бороносной площади мощных протяженных пластов и линз, а также крупных ксенолитов, однородных известняков (мраморов) и/или слоистых известково-силикатных пород,

- присутствие на площади исследований выходящих на дневную поверхность или «слепых» массивов гранитоидов и полей развития даек,

- формирование по карбонатным и карбонатно-силикатным породам в экзоконтактовых зонах и провисах кровли гипабиссальных гранитоидных батолитов известковых скарнов и скарноидов преимущественно волластонит-пироксен-гранатового состава,

- на петрофизических картах м-бов 1:25000 и крупнее участки максимального развития оруденелых метасоматитов выделяются зонами с минимальными значениями рангового коэффициента корреляции (КРК) между плотностью и магнитной восприимчивостью пород, установленными статистическими палетками с размерами, соответствующими 1×1 км и меньше, за границу области незначимых и отрицательных значений КРК принимают изолинию +0.3,

- развитие над зонами метасоматитов эндогенных и сопряженных с ними экзогенных ореолов бора с высокими значениями коэффициентов контрастности и других элементов-индикаторов боросиликатного оруденения (Be, Co, Cu, Mo, As, Bi, Zn, W и др.), противоположное (антогонистическое) поведение по отношению к бору нередко проявляется у Ti и Zr, зо-

нальное строение первичных ореолов относительно интрузивного и скарново-рудного контактов, наличие контрастных биогеохимических и гидрохимических аномалий бора,

- существенно инфильтрационный характер скарнов, фиксируемый по малой изменчивости железистости минералов переменного состава в пределах отдельных метасоматических зон, или интенсивное проявление диффузионного биметасоматоза на фоне активной инфильтрационной деятельности гидротермальных растворов,

- формирование бороносных известковых скарнов происходило: 1) в гипабиссальной фации глубинности, характеризующейся константой равновесия сосуществующих скаполита и плагиоклаза <1, 2) в условиях фации пониженной кислотности, для которой константа равновесия пироксена и граната <1, 3) в пироксен-гранат-волластонитовой и пироксен-гранатовой температурных фациях (750-500°С), 4) в условиях от волластонитовой до бустамитовой фациях железистости, 5) фации низкой щелочности с парагенезисом в околоскарновых породах клинопироксена с плагиоклазом средних (30-60) номеров,

- проявление в скарнах следующей метасоматической зональности: алюмосиликатная порода (гранитоид, эффузив и т.п.) – околоскарновая пироксен-плагиоклазовая порода – пироксен-гранатовый эндоскарн – гранатовый экзоскарн – пироксеновый экзоскарн – волластонитовый экзоскарн – известняк (мрамор), для скарноидов характерны полиминеральность и отсутствие минеральной зональности,

- локализация боросиликатного оруденения – датолитового и данбуритового - преимущественно в экзоскарнах и скарноидах, в меньшей степени - в известково-кремнистых сланцах, волластонит-пироксеновых или полевошпат-пироксеновых роговиках, а в песчано-сланцевых, эффузивных и околоскарновых породах – бороалюмосиликатов: аксинита, реже турмалина.

Рудоконтролирующие факторы магнезиальноскарновых **бор-железорудных** месторождений следующие:

- приуроченность месторождений к сводовым частям гранито-гнейсовых куполов или их склонам в условиях абиссальной фации и к экзоконтактовым частям или апофизам гранитоидных плутонов в условиях гипабиссальной фации,

- тяготение месторождений к замкам и крыльям различных складок с локализацией оруденения в изоклинальных и моноклинальных структурах, имеющих резкие изгибы своих осей с образованием крючко- и подковообразных форм в местах их сочленения и пересечения разломами,

- пространственная близость месторождений к полям мигматитов, гнейсо-гранитов и аляскитов (абиссальная фация), расположение месторождений в непосредственных контактах с массивами гранитоидов или в удалении от них на десятки и сотни метров (гипабиссальная фация),

- контроль оруденения разрывными нарушениями, зонами трещиноватости, раздавливания,

- обширные площади развития существенно магнезиальных карбонатных пород (доломитов, доломитовых известняков, магнезитов), испытавших метаморфические (мраморизацию) и метасоматические (магнезиальное скарнирование) изменения,

- типовая (ненарушенная) зональность скарновой метасоматической колонки: алюмосиликатная порода (мигматит, гранитоид, сланец и т.п.) — околоскарновая пироксен-полевошпатовая порода — шпинель-пироксеновый скарн — шпинель-форстеритовый(клиногумитовый) скарн с флогопитом — кальцифир — доломитовый мрамор,

- определенный состав парагенетических минеральных ассоциаций и последовательность их отложения: магматическая стадия - пироксены, шпинель, форстерит (в условиях гипабиссальной фации – монтичеллит, периклаз), постмагматическая стадия - апоскарновые - амфиболы, скаполит, серпентин, брусит, гидротальким, околоскарновые– полевые шпаты и рудные минералы – бораты, магнетит, сульфиды; в месторождениях гипабиссальной фации глубинности при наложении на магнезиальные метасоматиты известкового скарнирования возможно развитие боросиликатов – датолита и данбурита и алюмоборосиликата аксинита,

- наличие высокоградиентных геофизических и петрофизических аномалий - отрицательные аномалии гравимитрического поля с локальными положительными участками на этом фоне, знакопеременные сложно построенные аномальные магнитные поля с значениями 500-1500 гамм, зоны нарушения КРК между плотностью и магнитной восприимчивостью пород со значениями менее +0.3,

- литохимические ореолы с содержанием бора более 0.1% и размерами до первых сотен метров, зональное строение ореолов относительно интрузивного и скарново-рудного контактов: в эндоскарнах превалируют Sn, W, Mo, во внутренних зонах экзоскарнов – Bi, As, Co, от-

части Zn и B, во внешних зонах экзоскарнов и кальцифиров – B, Zn, Cu, Ag, Pb, Ba, Hg, Mn, гидрохимические ореолы с содержанием в них бора не менее 1 мг/л,

- развитие боратового оруденения преимущественно во внешних зонах скарнов, в примыкающих к ним кальцифирах и реже в мраморах, причем магнезиальные скарны и кальцифиры предпочтительны для локализации магниевых и железо-магниевых боратов, а апомагнезиальные известковые скарны – магниево-кальциевых и кальциевых боратов и карбонатоборатов,

- боратовое оруденение, представленное суанитом, людвигитом, ссайбелиитом, присутствием в околоскарновых породах, скарнах и кальцифирах варвикита, турмалина, сингалита, серендибита характерно для месторождений абиссальной фации, эти же минералы, за исключением сингалита и серендибита, а также котоит, курчатовит, сахаит, федоровскит и другие представляют оруденение на объектах гипабиссальной фации,

Размещение месторождений **олово-борной** формации определяется следующими факторами:

- пространственной и парагенетической связью оруденения с интрузиями гранит-батолитовой формации раннемелового возраста: гранодиориты, кварцевые диориты и граниты известково-щелочного ряда на месторождениях с крупными запасами, лейкократовые и аляскитовые граниты субщелочного и щелочного ряда на объектах с средними и мелкими скоплениями руд,

- развитием пластов и линз доломитов и доломитовых известняков, испытавших метаморфические (мраморизацию) и метасоматические (магнезиальное и известковое скарнирование) изменения,

- локализацией оруденения в провисах кровли или изгибах контактов в сторону интрузивных массивов, особенно в участках развития разноориентированных разрывных нарушений, зон трещиноватости и дробления пород, приуроченностью оруденения как к непосредственным контактам с гранитоидами, так и удаленностью от них на десятки и сотни метров,

- зональным развитием метасоматитов и оруденения: алюмосиликатная порода — пироксен-гранатовые (известковые) скарны с везувианом или волластонитом — шпинель-пироксеновые скарны — шпинель-форстеритовые(клиногумитовые) скарны с боратами и магнетитом — форстеритовые кальцифиры с периклазом, боратосодержащие — периклазовые мраморы с боратами, бруситизированные,

- типоморфными парагенетическими ассоциациями и определенной последовательностью их отложения: магматическая стадия - пироксены, шпинель, форстерит, периклаз, постмагматическая стадия - везувиан, пироксен, гранат, волластонит, апоскарновые минералы – эпидот, амфиболы, скаполит, серпентин, брусит, гидроталькит, околоскарновые минералы – полевые шпаты, рудные минералы – бораты, боросиликаты, магнетит, сульфиды, касситерит,

- типоморфными рудными ассоциациями, представленными котоитом, суанитом, людвигитом, ссайбелиитом, сахаитом, причем боратовые руды локализуются преимущественно во внешних зонах скарнов, в кальцифирах и реже в мраморах, подчиняясь типохимизму оруденения и вмещающих пород,

- зональными геохимическими ореолами с содержаниями в них бора от 0.1% и выше и с близким распределением элементов, характерным для бор-железорудной формации, размеры ореолов достигают первых сотен метров,

- локальными изометричными (субизометричными) и линейными положительными нередко совмещенными магнитными и гравиметрическими аномалиями различной интенсивности с размерами до 1 км^2.

Положение месторождений **галогенной борной формации** определяется:

- развитием пермских галогенных отложений, осложненных проявлениями солянокупольной тектоники,

- наличием поднятых соляных диапиров, формирующих солянокупольные структуры прорванного или скрыто-прорванного типов, при выходе бороносных отложений на дневную поверхность формируются наиболее перспективные элювиальные рудные объекты,

- локализацией бороносных калийно-магниевых солей преимущественно в мелких складках, осложняющих брахиантиклинальные поднятия,

- приуроченностью основной массы боратов к слоям, сложенным каменной и калийно-магниевыми солями с прослоями ангидрита, доломита, монтмориллонита и глин, наличие пачек серых глинистых гипсов указывает на возможную концентрацию элювиальных боратов,

- локализацией боратов в калийно-магниевых слоях в виде послойных скоплений, а в кепроках соляных куполов – в линзообразных, чаще неправильной и прихотливой формы телах,

- типоморфными ассоциациями боратов: а) в неизмененных галогенных породах – боронацит, хильгардит, преображенскит, галургит, джинорит и др., б) в продуктах выветривания галогенных пород – улексит, иниоит, пандермит, колеманит, курнаковит, индерит и др., в) гидроборацит и ашарит присутствуют в коренных и элювиальных образованиях,

- аномально повышенным значением бром-хлорного ($Br \times 10^3/Cl$) отношения в каменной соли характеризуются борсодержащие калийно-магниевые породы, а аномально низкие значения этого коэффициента указывают на переотложение минералов с образованием калиборит-борацитовых руд,

- превышением на порядок содержаний бора в поверхностных и подземных водах месторождений относительно необороносных площадей.

Территория РФ благоприятна для обнаружения скарновых месторождений бора, а среди них крупных и весьма крупных объектов борной формации. Кроме общих рассмотренных выше рудоконтролирующих факторов установлены характеристики, отличающие крупные и уникальные месторождений с боросиликатными рудами от объектов среднего и мелкого масштабов (табл. 13.3).

На площадях, перспективных на выявление весьма крупных и богатых месторождений борной формации, доминирующая роль принадлежит локальным потенциально рудолокализующим складчатым и разрывным структурам, минеральным типам борного оруденения и вмещающих их известковых скарнов, характеру их метасоматической зональности, распределению редкоземельных примесей в боросиликатах и их изотопно-геохимическим особенностям. Для нахождения борного оруденения важно определение рудовмещающих фаций скарнов и установление соотношения борного и металлического оруденения.

Для практической реализации прогнозно-поисковых признаков при выделении и оценке объектов прогноза разного ранга А.Е.Лисицыным и А.А.Озолом (1987 г.) рекомендован рациональный комплекс методов, учитывающих стадийность геологоразведочного процесса и требования к конечным результатам работ, сложность геологического строения и ландшафтно-геоморфологических типов территории, формационную принадлежность прогнозируемого борного оруденения и необходимую глубину прогнозной оценки. На каждой последующей стадии геологоразведочных работ увеличивается их детальность в соответствии с укрупнением масштабов работ и сокращением изучаемых площадей. Это требует использования различного набора методов, а также обеспечивает решение одними и теми же методами различных геологических задач (табл. 13.4). Эффективность каждого из предлагаемых методов может отличаться для объектов определенных бороносных формаций, а кроме того в пределах каждой из них - в зависимости от геологического строения, рельефа, ландшафта, климата района работ.

Выбор методов поисков и оценки борного оруденения и их комплексирование определяются природными условиями, в числе которых необходимо учитывать особенности открытых, полузакрытых и закрытых районов.

При региональном геологическом изучении недр (м-б 1:200000 - 50000и мельче) на основе преимущественно камерального обобщения информации о геологическом строении и минерагении территорий выделяются перспективные бороносные провинции или их части - рудные зоны, районы и узлы - с оценкой прогнозных ресурсов категории P_3. На этом этапе создаются электронные базы данных с геологической, минерагенической, геофизической, геохимической, геолого-экономической и другой информацией, во многом основанной на данных дистанционных методов и дешифрировании космо- и аэрофотоснимков. В пределах указанных минерагенических единиц намечаются границы рудных полей.

На стадии поисковых работ (м-б 1:50000 и крупнее) параллельно с изучением геологического строения районов и комплексов горных пород, перспективных на обнаружение борных руд, устанавливаются структурно-морфологические типы боропроявлений, их связи с тектоническими режимами, магматизмом. Работы включают анализ геологических материалов, глубинное геологическое картирование, дешифрирование космо- и аэрогеологических снимков, морфоструктурное картирование, шлиховой и валунно-обломочные методы, геофизические, геохимические и горно-буровые работы, петрофизические, петрографические, литологические и минералогические исследования, по результатам которых оконтуриваются рудные поля. Поиски завершаются геологически обоснованной оценкой перспектив бороносности исследованной территории с определением прогнозных ресурсов категорий P_3 и P_2 и рекомендациями для проведения оценочных работ.

Таблица 13.3

Типоморфные особенности разномасштабных известковоскарновых месторождений борной формации

Факторы	Масштабы месторождений	
	крупные и уникальные	средние и мелкие
Геотектонический	Приуроченность к сравнительно слабо эродированным складчатым структурам, сформированным в условиях альпийского орогенеза (предположительно размер эродированной части 1.5-2 км)	Приуроченность к палеозойским сильно эродированным складчатым сооружениям, сформированным в раннюю стадию развития геосинклиналей
Магматический	Парагенетическая связь оруденения с палеогеновыми или неогеновыми магматитами формации щелочных габброидов и базальтоидов - малых интрузий (даек, штоков, лакколитов) шонкинитов, эссекситов, трахитов, трахиандезитов, трахилипаритов в сочетании с батолитами калиевых гранитов и гранодиоритов, залегающих на глубине 1-1.5 км от современной дневной поверхности	Парагенетическая связь оруденения с герцинскими дериватами базальтоидной магмы в виде малых гипабиссальных интрузий сиенитов, сиенито-диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов, габбро-диоритов, нередко выходящих на современную дневную поверхность
Структурно-фациальный	Глубина формирования бороносных метасоматитов от 1.5-2 км при вертикальном размахе оруденения многие сотни метров и значительной (сотни метров и более) удаленности от контактов с гранитоидами; пространственная близость с дайками, штоками и лакколитами пород калиево-щелочной серии	Глубина формирования бороносных метасоматитов 1.5-4.5 км при вертикальном размахе оруденения от десятков до первых сотен метров непосредственно в экзоконтактах гранитоидов
Петрофизический	Обширные области с отсутствием ($\leq$+0.3) или отрицательной корреляционной связью между плотностью и магнитной восприимчивостью пород, наличие зон с максимальными градиентами КРК	Небольшие размеры областей нарушения корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью пород, отсутствие высоко градиентных зон изменения КРК
Геохимический	Устойчивая примесь в датолите Cr и Hg; наличие в датолите и данбурите лантаноидов – La, Ce, Sm, Eu	Отсутствие в боросиликатах лантаноидов, Cr и Hg
Минералогический	Только моноборное (преимущественно датолитовое или данбуритовое) оруденение	Комплексное оруденение - борные руды могут ассоциировать с железными, медными, свинцово-цинковыми
Физико-химический	Формирование основной массы боросиликатов при температуре не ниже 300°С из высокобороносных (C_B>0.03 моля/л) гидротермальных растворов, содержащих N_2, CH_4 и его гомологи, CO при практическом отсутствии или низких концентрациях CO_2	Формирование боросиликатов из гидротермальных растворов с высокой окисленностью при температурах 360-100°С
Изотопный	Низкие значения ($\leq$ 3.99) изотопного отношения $^{11}B/^{10}B$ в датолите и данбурите; облегченный изотопный состав кислорода - $\delta O^{18} < 0$ в датолите и ≤ 12 в данбурите	Утяжеленный изотопный состав бора в датолите и данбурите - $^{11}B/^{10}B$ = 4.00-4.08

Таблица 13.4

Рациональный комплекс методов при прогнозировании месторождений бора на разных стадиях геологоразведочного процесса

Методы	Стадии ГРР, объекты исследований и конечные результаты					
	1. Региональное геологическое изучение недр (1:200000-1:50000). Минергенические зоны, районы и узлы. Прогнозные ресурсы P_3.		2. Поисковые работы (1:50000-1:10000). Рудные поля. Прогнозные ресурсы P_3 и P_2.		3. Оценка месторождений (1:25000-1:10000 и до 1:5000-1:1000). Месторождения и рудопроявления. Прогнозные ресурсы P_1 и запасы C_2	
	оруденение		оруденение		оруденение	
	эндогенное скарновое	осадочное галогенное	эндогенное скарновое	осадочное галогенное	эндогенное скарновое	осадочное галогенное
1	2	3	4	5	6	7
Геологические:						
геологическое картирование, в т.ч. глубинное,	++	++	++	++	++	++
дешифрирование АФС и КФС,	++	++	++	++	+(АФС)	+(АФС)
морфоструктурное картирование,	+	++	+	++	—	—
шлиховой метод,	—	—	++	++	+	+
валунно-обломочный метод	—	—	++	++	+	+
Геохимические:						
литохимические по первичным ореолам,	+	+	++	+	+	—
литохимические по вторичным ореолам,	—	—	++	+	—	—
гидрохимические,	+	+	++	+	—	+
биогеохимические,	+	+	+	+	—	—
изотопные	+	+	++	+	++	+
Геофизические:						
аэрогеофизические (АГСМ, АМС),	++	++	++	++	—	—
гравиразведка,	++	++	++ (В)	++	+	+
электроразведка (ТТ, ВЭЗ, ДЭЗ, ВП МСГ),	—	—	+	+	++	+
сейсморазведка (КМВП, МОВ),	+	+	—	++	—	++
магниторазведка (магнитометрия),	+	—	++	—	++	—
нейтронный каротаж (НГК, ННК-Т, ННК-Н),	—	—	++	++	++	++

Продолжение таблицы 13.4

1	2	3	4	5	6	7
нейтронно-абсорбционное (геофизическое) опробование	+	+	++	++	++	++
Горно-буровые работы:						
канавы, шурфы,	—	—	+	+	++	++
скважины колонкового бурения,	Единичные структурные		+	+	++	++
подземные горные выработки	—	—	—	—	+	+
Топо-геодезическое обеспечение	+	+	+	+	++	++
Минералогические исследования (ВИ, О, Л, РГ, РМ, ТБГ)	+	+	++	++	++	++
Петрографические (литологические) исследования	+	+	++	++	++	++
Петрофизические исследования	—	—	++	—	++	—
Компьютерное обеспечение (БД, АПИ, ГИС, М)	++	++	++	++	++	++

Принятые сокращения названия методов: АГСМ - аэрогамма-спектрометрия, АМС - аэромагнитная съемка, АПИ – анализ первичной информации, АФС - аэрофотосъемка, БД – создание банков данных, В – вариометрия, ВИ – визуальный, ВП – вызванной поляризации, ВЭЗ – вертикального электрозондирования, ГИС – технология создания геолого-информационных систем, ДЭЗ – дипольного электрозондирование, КМВП – корреляционный метод преломленных волн, КФС-космическая фотосъемка, Л – люминесцентный, М – компьютерного геологического и геолого-геофизического моделирования, МОВ – метод отраженных волн, МСГ – метод срединного градиента, НГК – нейтронного гамма-каротажа, ННК-Н – нейтрон-нейтронного каротажа по надтепловым нейтронам, ННК-Т - нейтрон-нейтронного каротажа по тепловым нейтронам, О – оптический, РГ – радиографический, РМ – рентгенометрический, ТБГ – термобарогеохимический, ТТ – теллурических токов.
Методы: ++ основной, + дополнительный, — как правило не применяется.

Оценке месторождений соответствуют работы м-бов 1:25000-1:10000, а в отдельных случаях и более крупных - 1:5000-1:1000. Основная цель стадии - выбор борных месторождений с перспективой постановки на них разведочных работ, а также отбраковка боропроявлений, не имеющих промышленной ценности. Изучение рудовмещающих структурно-вещественных комплексов, вскрытие и прослеживание тел полезного ископаемого осуществляется с максимальным использованием естественных обнажений и проходкой канав, шурфов, буровых скважин. В условиях сильно расчлененного рельефа и высокой изменчивости оруденения возможно применение подземных горных выработок. Все проявления борных руд в естественных обнажениях и по пересечениям горными выработками и скважинами опробуются. При необходимости могут отбираться малообъемные технологические пробы. На этой стадии для увязки данных о залегании бороносных тел, их строении и составе выполняются геофизическое профилирование, петраграфические (литологические) и разнообразные минералогические исследования с широким использованием возможностей нейтронно-каротажных и нейтронно-абсорбционного методов. Результатом работ 3-ей стадии должна быть оценка промышленного значения выявленного месторождения или боропроявления. В пределах геологически обоснованного контура всего месторождения или его части подсчитываются запасы борного ангидрида по категории C_2, а для остальной части изучаемого объекта определяются прогнозные ресурсы категории P_1.

13.5. Критерии и методические приемы подсчета прогнозных ресурсов

Учет и оценка прогнозных ресурсов производится на перспективных площадях разного ранга, выделенных при прогнозно-минерагенических исследованиях, и выполняется в соответствии с утвержденными методическими разработками [2, 7].

Рудные районы (узлы). Прогнозные ресурсы категории P_3. Потенциальные бороносные рудные районы представляют собой целостные структуры с более или менее одинаковой вероятностью обнаружения в их пределах месторождений определенной рудной формации. Это обстоятельство позволяет широко использовать при оценке прогнозных ресурсов категории P_3 метод аналогии с применением в качестве основного учетного параметра удельной продуктивности (q), которая определяется раздельно для каждого геолого-промышленного типа месторождений с учетом средних содержаний B_2O_3 в руде (см. табл. 13.2) и может изменяться от первых до многих сотен тонн на квадратный километр. Сравнение производится с эталонной территорией (объектом обучения) по геолого-структурному, тектоно-магматическому, геофизическому, литологическому, минералого-геохимическому критериям, которые получили отражение на региональных геологических и прогнозно-минерагенических картах м-ба 1:200000. Степень сходства эталонного и оцениваемого рудных районов выражается коэффициентом подобия ($0<K<1$), определяемым чаще всего экспертной оценкой. Одним из элементов экспертной оценки служит учет принципа обратной зависимости частоты встречаемости месторождений от их размеров, что немаловажно при использовании в качестве объектов обучения (сравнения) территорий с крупными и уникальными запасами полезного компонента (для России - месторождения борной, в меньшей степени галогенной формаций). Определив геометрические параметры оцениваемой территории (площадь - S, км^2 или объем - V, км^3), количественную оценку прогнозных ресурсов (Q) можно произвести по формуле Быховера:

$$Q = KqV. \qquad (13.1)$$

Автоматизированную разбраковку площадей по степени подобия оцениваемого и эталонного объектов можно выполнить на количественном уровне при статистической обработке геолого-геофизических данных с использованием алгоритма распознования образов или других аналогичных программ.

В некоторых случаях оценка прогнозных ресурсов категории P_3 для рудных районов (узлов) может быть выполнена прямыми расчетами по параметрам, установленным или предполагаемым по аналогии с изученными территориями.

Такой способ апробировался на примере бороносных калийных солей Непского бассейна при оценке прогнозных ресурсов элювиальных боратовых руд в отложениях гипсовой «шляпы» (Г.М.Другов и Я.Г.Машович, Иркутскгеология. 1993 г.). Определение прогнозных ресурсов категории P_3 осуществлялось по формуле:

$$Q = KSmCd, \text{ где} \qquad (13.2)$$

K – поправочный коэффициент, учитывающий, что условия, благоприятные для формирования гипсовой «шляпы», существуют лишь на части территории, определяется методом экспертных оценок,

S – площадь выходов на дневную поверхность нижне- среднекембрийских отложений, содержащих бороносные горизонты, измеряется на геологической карте м-ба 1:200000.

Параметры остальных показателей приняты по аналогии с таковыми на эталонном объекте - Непском калийном месторождении:

m - мощность бороносных отложений в составе «гипсовой шляпы»,

C - среднее содержание борного ангидрида в продуктивных отложениях,

d - объемный вес с учетом ожидаемого состава руды.

Рудные поля, методы оценки ресурсов категории P_2. Оценка ресурсов категории P_2 производится в пределах установленных границ потенциальных рудных полей и опирается на сведения, полученные при проведении поисковых и оценочных работ, экстраполируемых по площади и на глубину в соответствии с рудоконтролирующими факторами в рамках формационных геолого-геофизических моделей. Предполагаемое наличие новых месторождений основывается на положительной оценке обнаруженных ранее проявлений полезного ископаемого, а также геохимических и геофизических аномалий, рудная природа и возможная перспективность которых установлены единичными выработками. Количественная оценка ресурсов основывается на аналогиях с более изученными рудными полями, где имеются разведанные месторождения того же генетического типа. Глубина оценки ресурсов не должна превышать значений, доступных для эксплуатации при современном и возможном в ближайшей перспективе уровне техники и технологии разработки месторождений.

Как и при оценке ресурсов категории P_3, прогнозные ресурсы рудных полей – категория P_2 - могут быть определены прямым расчетом по измеренным и предполагаемым по аналогии параметрам с использованием формулы:

$$Q = KqhS, \text{ где} \qquad (13.3)$$

K – коэффициент, учитывающий степень сходства эталонного и оцениваемого объекта,

q – удельная рудоносность,

h – глубина оценки,

S – площадь выхода благоприятных пород.

Имеется опыт количественной оценки прогнозных ресурсов оруденения для объектов бор-железорудной формации по методике И.И.Пастушенко, учитывающей степень благоприятности ведущих рудоконтролирующих критериев, выраженных в баллах [7]. Согласно этой методики прогнозные ресурсы определеяются по формуле:

$$Q = K_{пр} \cdot РП_{сб}, \qquad (13.4)$$

Q – ресурсы сырья,

$K_{пр}$ – коэффициент пропорциональности,

$РП_{сб}$ – результирующее значение показателя степени благоприятности ($П_{сб}$) рудоконтролирующих критериев, равное произведению элементарных значений $П_{сб}$.

Участки, перспективные на выявление новых месторождений и рудных тел. Методы оценки ресурсов категории P_1. Оценка прогнозных ресурсов категории P_1 выполняется на новых потенциально перспективных месторождениях и рудопроявлениях, участках разведываемых, разведанных или эксплуатируемых месторождений на стадии оценочных работ, когда резко возрастает объем информации, получаемой при проведении поверхностных горных выработок и скважин колонкового бурения. Прогнозные ресурсы категории P_1 определяются возможностью выявления новых рудных тел и/или прироста запасов за счет расширения границ известных тел полезных ископаемых за контуры подсчета запасов по категории C_2. Количественная оценка ресурсов этой категории основывается на представлениях о формационном типе месторождения и выполняется с помощью экстраполяции имеющихся данных о форме и строении тел полезного ископаемого, качестве сырья, структурно-тектонических особенностях, литологических и стратиграфических факторах, определяющих площадь и глубину распространения промышленной рудоносности.

Глубина, на которую разумно проводить оценку прогнозных ресурсов категории P_1, различна для месторождений бора разных генетико-промышленных типов. Для скарновых месторождений в зависимости от масштабов оруденения она может составлять до 500-700 м - для крупных, очень крупных или уникальных объектов и не более 300-500 м для средних и мелких.

Для галогенных месторождений оценку прогнозных ресурсов можно выполнять до глубины 1000 м.

При ограниченном количестве пересечений с прямыми признаками оруденения прогнозные ресурсы можно удовлетворительно определить по показателям геохимических ореолов рассеяния бора. Такие вычисления проводились по данным литогеохимической съемки на площади развития перекрытого осадочным чехлом скарново-борного оруденения бор-железорудной формации [10]. Рассчитав количество бора в контуре вторичного ореола рассеяния на уровне максимального развития ореола (q, т/м), прогнозные ресурсы (Q, т) определялись по формуле:

$$Q = Hq, \text{ где} \qquad (13.5)$$

H – глубина подсчета прогнозных ресурсов (м).

На некоторых месторождениях бор-железорудной и олово-борной формаций (Бурятия, Верхоянье), где при проведении поисковых и оценочных работ пройдены по редкой сети канавы, а в некоторых случаях скважины, прогнозные ресурсы категории P_1 определялись прямым расчетом данных опробования рудных пересечений по формуле:

$$Q = lmhdC, \text{ где} \qquad (13.6)$$

l, m, и h – измеренные и прогнозируемые линейные параметры рудных тел (длина, ширина, глубина), м,

d – удельная плотность руды, т/м^3,

C – содержание B_2O_3, %. В некоторых случаях вводят поправочный коэффициент, учитывающий степень достоверности расчетных параметров (экспертная оценка).

Используется также расчет по удельной продуктивности (q, т/м^2) рудовмещающих пород, если площади их развития хорошо закартированы, а значение продуктивности корректно определено по данным горно-буровых работ на аналогичном объекте.

Литература

1. Буренков Э.К., Горшенин А.Д., Заревич И.П. и др. Геохимические методы поисков месторождений бора / М.: Недра, 1979. 155 с.

2. Временные методические рекомендации по оценке, апробации и учету прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Российской Федерации по состоянию на 1 января 2003 г. – М.: МПР РФ, 2002. 10 с. с прилож.

3. Лисицын А.Е. Бороносные известковые скарны – ведущий промышленный тип эндогенных месторождений бора // Отечественная геология, 1998, № 4. С. 44-48.

4. Лисицын А.Е., Малинко С.В., Руднев В.В. Минерагения бора // Минеральное сырье, № 2. М.: ВИМС, 1998. 126 с.

5. Лисицын А.Е., Моисеева Р.Н. Минеральное сырье. Бор. // Справочник. – М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1997. 47 с.

6. Лисицын А.Е., Руднев В.В. Методические рекомендации по составлению прогнозно-минерагенических карт масштаба 1:200 000 на борное сырье / М.: ВИМС, 1995. 45 с.

7. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Часть I: Принципы и методы оценки / Сост.: В.И.Бергер, Ю.В.Богданов, Г.А.Булкин и др. – 2-е изд. перераб. – М.: 1989. 183 с.

8. Озол А.А. Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. / М.: Наука, 1983. 205 с.

9. Пахомов М.И., Пахомов В.И. Петрофизический метод выделения и оценки метасоматитов / М.: Недра, 1988. 152 с.

10. Поиски, разведка и оценка месторождений бора. Под ред. А.Е.Лисицына и И.И.Пастушенко. / М.: Недра, 1983. 192 с.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом созданная в России минерально-сырьевая база твердых полезных ископаемых значительна, но по большей их части характеризуется низкой инвестиционной привлекательностью нераспределенного фонда (резервных месторождений), что является следствием невысокого качества руд, трудностей в технологии их добычи и переработки, неблагоприятного географического расположения горнодобывающих предприятий и заводов-потребителей, отсутствием развитой инфраструктуры, невыгодной системы налогообложения.

Все это свидетельствует о наличии существенных проблем в обеспечении минеральным сырьем промышленности и всего народного хозяйства. Решать эти проблемы следует работой в следующих направлениях:

- рационально использовать уже созданные запасы путем разработки новых и совершенствования известных технологий добычи и переработки руды с целью создания малоотходного и более экономичного производства, переоценить на этой основе резервные месторождения, что позволит повысить их инвестиционную привлекательность и увеличит производство сырья,
- укреплять и качественно улучшать минерально-сырьевую базу путем поисков и оценки новых месторождений с более богатыми и качественными рудами в малоизученных закрытых (в геологическом смысле) районах, создать новые и модернизировать известные технологии поиска и оценки месторождений.

Приведенный в настоящей работе материал еще раз показал большое, если не первостепенное, значение рудно-формационного анализа при прогнозировании и оценке месторождений, создания прогнозных карт разного масштаба с выделением рудно-формационных комплексов и ареалов их развития в земной коре.

Для эффективной оценки обнаруженного оруденения необходимо располагать моделями основных промышленных типов месторождений, главными элементами которых являются:

- фациальная приуроченность и позиции оруденения относительно образований рудопродуцирующих и рудоносных геологических формаций, размеры и морфология последних, строение их внутренних и апикальных частей,
- характер экзоконтактового метаморфизма и гидротермальных преобразований вмещающих пород и их расположение,
- рудные минеральные парагенезисы, последовательность и полнота их проявления,
- рудная, минеральная и геохимическая зональность, ее соотношение и сопряженность с метаморфическими и метасоматическими преобразованиями вмещающих пород,
- морфологический и морфогенетический типы оруденения, их возможная протяженность по вертикали и латерали,
- связь масштаба и концентрации оруденения с размерами и строением проявлений рудообразующих и рудоносных геологических формаций.