

## ЭРОДИРОВАННОСТЬ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗОНАХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

*А.П.Ван-Ван-Е*

*Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск*

В статье рассмотрены основные методы определения глубины эрозионного среза рудных полей и месторождений. Приведены примеры установления степени эродированности некоторых рудоносных структур и геоблоков. В этой связи обсуждаются проблемы выявления скрытых рудных месторождений, в т.ч. в Дальневосточном регионе.

**Ключевые слова:** эндогенные месторождения, эрозионный срез, Дальний Восток.

Важнейшее значение в прогнозной оценке рудных месторождений имеет определение глубины эрозионного среза (ГЭС) рудоносных блоков в пострудный период. Все применяющиеся методы определения ГЭС рудоносных структур можно объединить в следующие основные группы.

1. Методы анализа геологического строения и магматизма на период рудоотложения и тектонического развития в пострудный период включают:

– метод реконструкции поверхности для периода рудоотложения на основании анализа стратиграфического разреза [15]. Метод крайне сложен, требует детального анализа геологических карт и хорошо разработанную стратиграфию района;

– методы, основанные на построениях блоковых неотектонических схем, составленных с учетом осредненного рельефа, рассматриваемого в качестве поверхности в период рудообразования [19]. Блоки с реликтами кор выветривания рассматриваются в данном случае как опущенные. Для территории Дальнего Востока этим методом вычислены средние скорости среза водоразделов за мезо-кайнозойский период в пределах 0,003–0,006 мм в год. В депрессиях и блоках стабилизации скорость денудации существенно понижена. Суммарная величина ГЭС за мезо-кайнозойский период (230 млн лет) составляет 700 м, а за мезозойский период – около 500 м;

– метод анализа глубинности формирования вулканогенных и интрузивных фаций, обнажающихся на современной дневной поверхности, синхронных периоду рудоотложения, в сочетании с минералого-геохимической зональностью рудосопровождающих метасоматитов.

2. Методы, основанные на анализе геохимической зональности рудных полей [16, 17].

3. Методы, основанные на анализе зональности рудосопровождающих метасоматитов [2–6, 14, 18, 20, 21].

4. Геолого-геоморфологический метод, основанный на анализе положения реликтов денудационной поверхности, синхронной времени рудообразования [2, 13, 15].

Для целей прогнозной оценки важно знать глубины формирования гидротермальных месторождений от древней поверхности периода рудоотложения. Положение верхней (фронтальной) зоны гидротермального рудообразования большинством исследователей определяется в близких пределах – около 500–1000 м от палеоповерхности времени рудоотложения. Нижняя граница распространения гидротермального оруденения менее конкретна и считается, что на глубинах 5–7 км промышленные руды гидротермального генезиса не образуются. Так Седецки-Кардошш (1957) выделяет три глубинных уровня формирования гидротермальных месторождений (до нижнего уровня):

– малоглубинные, до 1200 м (Hg, As, Sb);

– среднеглубинные, 1200–2000 м (Cu, Ag, Pb, Zn, Sn, U);

– большой глубины, до 6000 м (Cu, As, Bi, Ni, U пятиэлементной формации).

Ловеринг считает, что максимальная глубина распространения гидротермального оруденения от поверхности Земли составляет около 4000 м. И.П.Кушнаревым [15] были выполнены детальные определения глубинности гидротермального оруденения в Кураминском и Чаткальском районах путем составления карты эрозионного среза и серии специальных геолого-стратиграфических разрезов. Им было установлено, что фронтальные части всех ти-

пов гидротермальных месторождений формировались на глубинах около 0,5 км, а любая гидротермальная минерализация (рудная и нерудная) исчезает на глубине свыше 4000–4500 м от древней поверхности рудоотложения (табл. 1). По данным Ф.И Вольфсона [7], фронтальные зоны флюоритовых и свинцово-цинковых месторождений локализовались на глубинах не менее 1500 м.

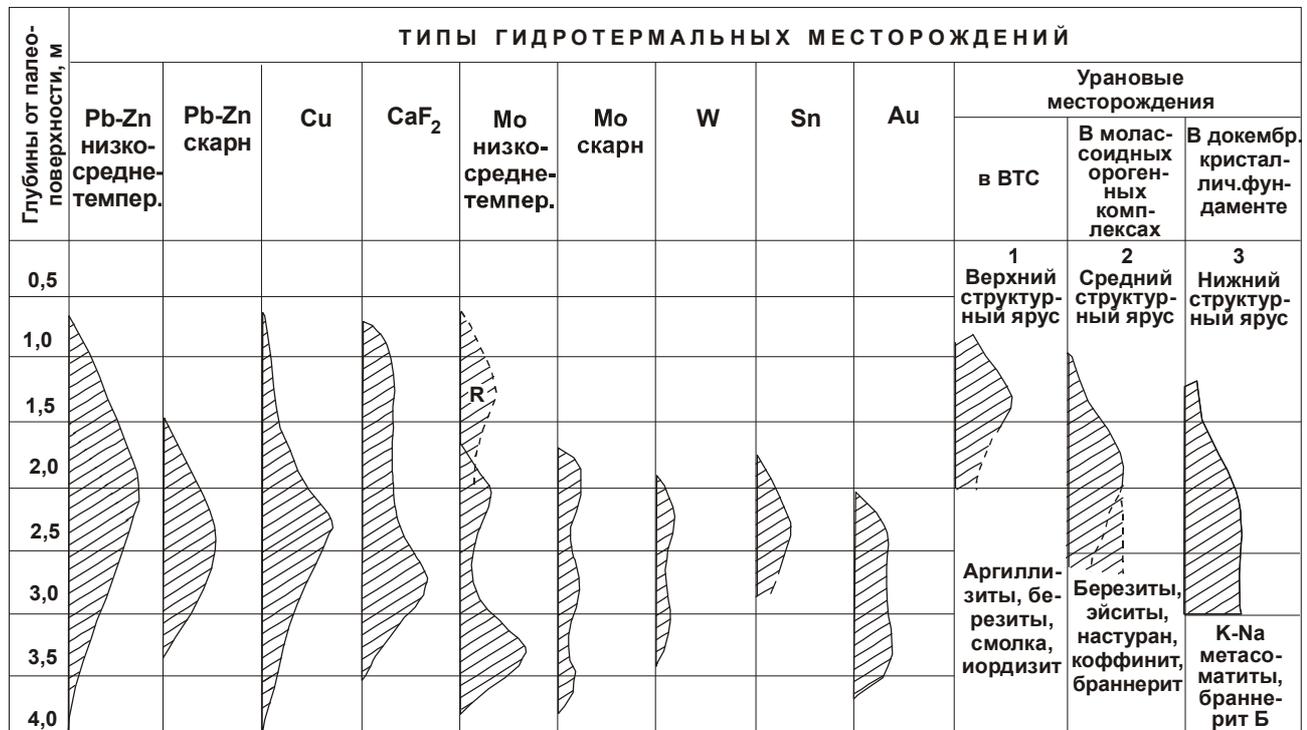
Наиболее чувствительным индикатором глубинности формирования эндогенных месторождений является уран в связи с его высокой подвижностью и особенностями формирования различных соединений в широком интервале глубин в зависимости от геологических условий. Одновременно с ураном в единых металлогенических зонах нередко локализуются также месторождения других литофильных и халькофильных металлов, что позволяет оценивать глубины образования месторождений этих металлов на основе сопоставления с урановыми.

Наименьшей глубиной формирования характеризуются урановые месторождения в вулканогенных структурах, с которыми генетически или парагенетически связана урановорудная минерализация (табл.1, 2, рисунок). Они относятся к категории при-

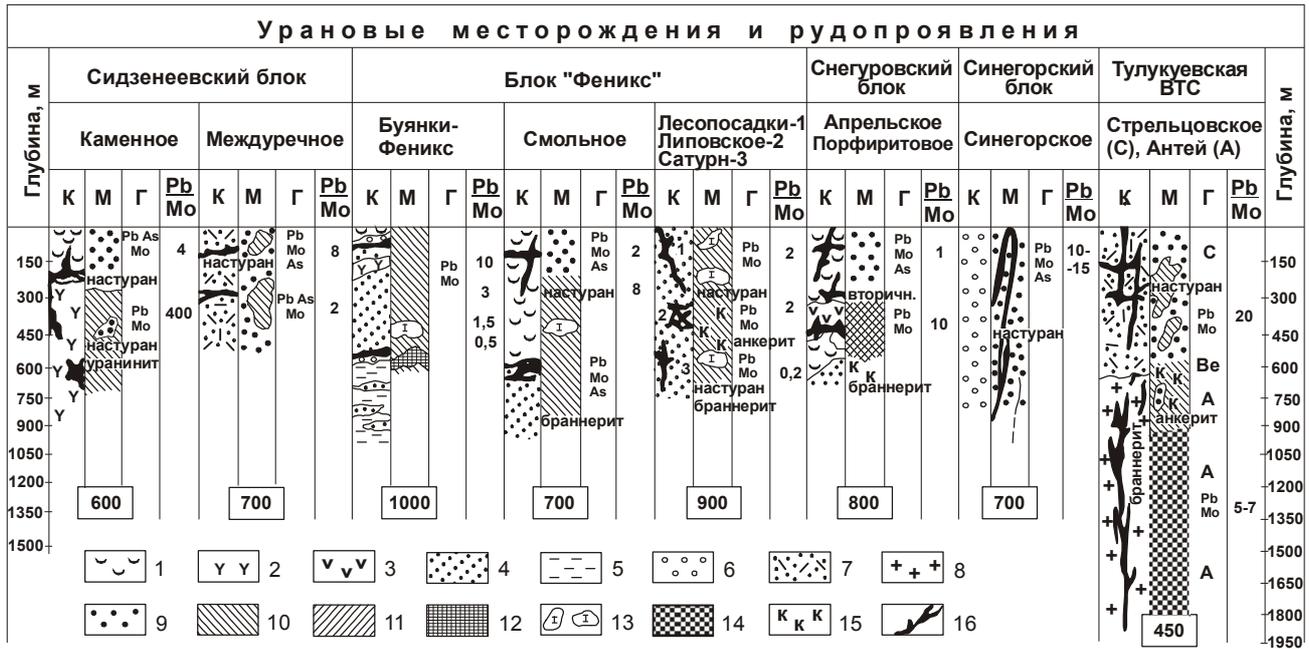
поверхностных и наиболее низкотемпературных. Данные разведки урановых месторождений в вулканогенно-тектонических структурах (ВТС) Дальнего Востока и Забайкалья оценивают глубину формирования фронтальных зон урановорудных тел рассматриваемого типа в пределах 0,3–0,5 км, причем размах оруденения в редких случаях превышает 500 м. Характерными рудными минералами являются низкотемпературные, нередко колломорфные выделения настурана и иордизита, нередко с молибденитом и умохитом в поле интенсивно аргиллизированных пород. В некоторых структурах выше урановых тел локализованы флюоритовые месторождения, а ниже – проявления свинцово-цинковой, молибденовой и, в некоторых случаях, оловянной минерализации.

Ураноносные моласоидно-вулканогенные комплексы наложенных депрессий зон тектоно-магматической активизации характеризуются высокой гетерогенностью разреза, часто с проявлениями сложной пликативной тектоники и густой сети вулканогенно-тектонических субпослойных и крутопадающих секущих дизъюнктивных нарушений. Подобное сочетание разнообразных рудолокализирующих структур определяет резкие вариации вертикального размаха оруде-

Таблица 1. Схема глубинности формирования гидротермальных месторождений различных металлов от палеоповерхности периода рудообразования (по [15], с дополнениями А.П. Ван-Ван-Е по глубинности формирования урановых месторождений, 1990).



- 1 – в приповерхностных вулканогенно-тектонических нарушениях
- 2 – в сквозных секущих послойных нарушениях
- 3 – в региональных разломах глубокого заложения
- R – низкотемпературный молибденит (умохит)



**Рис.** Соотношения особенностей глубинного положения уранового оруденения, метасоматитов и элементов-спутников в Синегорском районе Южно-Ханкайской металлогенической зоны и Тулукуевской ВТС Восточно-Забайкалья.

1 – фельзиты, 2 – липариты, игнимбриты; 3 – андезиты; 4 – песчаники; 5 – алевриты; 6 – конгломераты; 7 – нерасчлененные толщи туфов, кислых эффузивов; 8 – гранитоиды фундамента. Метасоматиты: 9 – аргиллизиты; 10 – березиты; 11 – пропилиты; 12 – альбитизированные породы; 13 – участки альбит-хлоритовых изменений; 14 – рудосопровождающие альбититы; 15 – карбонатизация; 16 – урановородные тела. К – литологическая колонка, М – колонка метасоматитов, Г – основные элементы-спутники.

**700** – ориентировочные глубины эрозионного среза, м ( на рисунке указаны глубины современной поверхности).

нения и большое разнообразие форм рудоносных залежей. В этих обстановках нередки сочетания субслоистых, сложноштокверковых и жильных крутопадающих рудных тел, причем последние развиваются, как правило, на более глубинных уровнях, в том числе и в породах фундамента. Положение верхней части рудоносной колонны в рассматриваемом случае зависит от степени гетерогенности разреза: при значительной однородности вмещающих пород глубина минимальная, а в случае развития экранирующих поверхностей глубина локализации рудных тел увеличивается. Наиболее характерными типами околорудных изменений в рудоносных блоках молассоидно-вулканогенных депрессий являются гидрослюдзитовые, реже – березитовые, а на более глубоких горизонтах – низкотемпературные альбититовые.

Наибольшей глубиной распространения уранового оруденения характеризуются ураноносные зоны в долгоживущих активизированных разломах докембрийского кристаллического фундамента (Алданский, Украинский, Канадский щиты). Судя по мощности перекрывающих рудные зоны платфор-

менных отложений, глубина до верхних частей рудных тел от палеоперехности составляла 1000 м и более. Установленный размах уранового оруденения достигает свыше 2500 м. Характерными рудосопровождающими метасоматитами в рассматриваемых случаях являются калиевые или натриевые, с которыми связано образование основного рудного минерала браннерита “Б” или уранинита [3]. В ряде случаев наблюдается двухъярусный характер оруденения: низкотемпературные рудные тела верхнего яруса локализуются как в зонах аргиллизации и березитизации (в молассоидно-вулканогенном чехле), так и в совмещенных сквозных крутопадающих дизъюнктивах фундамента нижнего яруса. В последнем случае оруденение сопровождается более высокотемпературными метасоматитами (кремне-щелочными), и эти рудные тела образуют “корневые” зоны рудоносной колонны. Ярким примером сказанному служат урановые месторождения Стрельцовой группы (В. Забайкалье), локализованные в вулканогенных отложениях Тулукуевской депрессии и в крутопадающих разломах гранитоидного фундамента (рисунок). Аналогичные соотношения рудоносных зон

Таблица 2. Петролого-магматические критерии определения глубины эрозионного среза рудовмещающих блоков от палеоповерхности периода рудоотложения.

Зоны глубинности	Геологические факторы оценки глубинности	Ориентировочная глубина эрозионного среза, м	Особенности фациального и петрографического состава магматических комплексов. Профилирующее оруденение.	
ПРИПОВЕРХНОСТНАЯ	1. Покровные эффузивы и экструзии основного и кислого состава. Сольфатарная аргиллизация, вторичное окварцевание, гидрослюдизация.	До 500 	Сложный фациальный состав формационных комплексов эффузивов. Дайки проявлены незначительно. Низкотемпературные и телетермальные месторождения Au, Hg, U, Sb, As, Cu. Выходы рудопроявлений урана и ореолы месторождений различного масштаба.	
	ГИПАБИССАЛЬНАЯ	2. Реликты вулканогенных полей, корневые зоны экструзий, дайки; апикальные зоны малых интрузий. Ороговикование, серцитизация, пропилитизация, березитизация, низкотемпературная альбитизация.	500–1500 	Малые интрузии сложного габбро-грант-сиенитового состава. Появление порфировых структур, ортоклаза. Рудные тела преимущественно жильного типа: Mo, Pb, As, Zn, Ag, Au, Cu, Sn, W. Различные генетические типы месторождений урана, в т.ч. крупномасштабные.
		3. Апикальные части гипабиссальных интрузий. Многочисленные провесы кровли. Ореолы грейзенизации, скарнирования. Щелочной автотметасоматоз.	1500–2500 	Сложный состав магматических комплексов. Мощные краевые фации. Порфировые структуры, ортоклаз, микроклин, зональный плагиоклаз. Жильные и метасоматические рудные тела: Sn, W, Cu, Ni, Mo, Pb. Мелкие месторождения и рудопроявления урана, в т.ч. уран-редкометалльной формации.
		4. Глубокий срез гипабиссальных гранитных массивов. Обилие даек различного состава. Пегматоидные тела. Ореолы грейзенизации, скарнирования.	2500–4500 	Крупно- и равномернозернистые структуры. Краевые фации различной мощности и сложности. Развитие микроклина, редко – ортоклаза. Контактвометасоматические месторождения: Cu, Ti, Fe, Cr, Sn, W, Mo Пегматоидные месторождения урана.
	АБИССАЛЬНАЯ	5. Крупные тела гранитоидных батолитов. Альбит-грейзеновый автотметасоматоз.	Свыше 4000 	Однородный состав. Малая мощность краевых фаций. Равномернозернистая структура. Преобладание микроклина. Магматические, пегматоидные, скарново-грейзеновые месторождения Fe, Cr, Ti, Pt. Редкие и благородные металлы.



Экструзии фельзитов, липаритов



Эффузивы кислого состава



Эффузивы основного состава



Туфы, туфобрекчии, туфопесчаники



Молассоидные комплексы



Гипабиссальные интрузии габбро-граносиенитового состава



Глубинные фации гипабиссальных интрузий



Глубинные фации гранитных батолитов



Тела пегматоидов



Рудные тела

верхнего и нижнего ярусов в одном рудном поле характерны также для многих оловорудных, золоторудных и некоторых других типов эндогенных месторождений, особенно в зонах тектоно-магматической активизации. В случае малой глубины эрозии (обычно в депрессиях) фиксируются верхние и нижние ярусы рудных тел; при глубокой эрозии наблюдаются лишь “корневые” рудные зоны или подкорневые безрудные метасоматиты в разломах кристаллического фундамента (табл. 2).

Следует отметить, что определения цифровых значений глубинности гидротермального оруденения, приведенные в таблице 2, имеют сугубо приближенный характер вследствие существенного влияния различных геологических и, прежде всего, структурных факторов. Интенсивность проявления рудоподводящих и рудо локализирующих структур на различных глубинных уровнях определяет как морфологию, так и размах оруденения (табл. 3). Практика изучения рудных районов, узлов и месторождений показывает, что задачи определения глубинности оруденения и степени эродированности рудоносных блоков должны решаться конкретно для каждой рудоносной структуры и даже для отдельной рудной залежи на фоне анализа вертикальных движений рудоносного блока за пострудный период. Причем при

оценке уровня эрозионного среза, так же как и глубинности оруденения, должны прежде всего анализироваться особенности проявления рудоконтролирующих геологических факторов, которые закономерно в пространстве определяют локализацию рудных тел по латерали и на глубину (особенности проявления глубинных фаций интрузивных тел, типы дизъюнктивных и пликативных структур, состав метасоматитов и геохимических ореолов, рудные минеральные ассоциации и т.п.).

На территории Дальнего Востока выполнено крайне ограниченное количество специальных исследований по определению степени эродированности рудоносных структур. Одна из наиболее ранних работ такого плана была проведена В.И.Волковым [5] в Яурин-Каменушинском районе (Буреинский массив), который на основании детальных палеовулканических реконструкций с привлечением минералого-геохимической зональности рудных полей получил среднее значение ГЭС в 300 м за кайнозойский период. В этом же регионе для Таланджинской, Каменушинской и Белоянской ВТС относительные оценки степени эродированности были получены В.А. Евтушенко [9] на основании анализа соотношения типов оруденения и зональности гидротермаль-

**Таблица 3. Распределение эндогенных месторождений по глубинным уровням дислокационного метаморфизма (по [11]).**

Глубинный уровень, м	Деформация горных пород	Минеральный состав тектонитов	Рудоконтролирующие разрывные нарушения	Характерные типы эндогенных месторождений
1	2	3	4	5
<b>I</b> 500–1000	Дробление, растрескивание	Отвечает составу вмещающих пород	Зоны брекчирования и трещиноватости	Низкотемпературные гидротермальные м-я свинца, цинка, флюорита, сурьмы. Приповерхностные м-я урана.
<b>II</b> 1000–2000	Дробление, катаклаз, перетирание на плоскостях скольжения	Обломки вмещающих пород, глинистые минералы, карбонаты, кварц	Дизъюнктивные нарушения с глиной трения	Низко- и среднетемпературные гидротермальные м-я висмута, кобальта, свинца, цинка. Урановые м-я среднего структурного яруса настуран-молибденовой формации.
<b>III</b> 1500–3000	Катаклаз, милонитизация, частичная перекристаллизация	Эпидот, хлорит, актинолит, альбит, серицит, карбонаты, кварц	Зоны милонитов, катаклазитов, диафторитов	Среднетемпературные натровые метасоматиты; гидротермальные м-я золота. Урановые м-я нижнего структурного яруса браннерит-молибденитовой формации в зонах Na и K метасоматоза.
<b>IV</b> 2500–4000	Рассланцевание, пластическое течение в твердом состоянии, перекристаллизация	Биотит, роговая обманка, микроклин, олигоклаз, кварц	Зоны бластомилонитов и бластокатаклазитов	Высокотемпературные K и K–Na метасоматиты с ниобием, танталовым оруденением; некоторые редкометалльные пегматиты
<b>V</b> Свыше 4000	Рассланцевание, перекристаллизация, частичное плавление, будинаж	Биотит, роговая обманка, пироксены, микроклин, олигоклаз, андезин, кварц	Зоны инъекционных мигматитов и будинажа, сопряженные со складками	Магнезиальноскарновые м-я магнетита и флогопита; мусковитовые и керамические пегматиты

но измененных вмещающих пород. Наиболее вскрытой, по его данным, является Белоянская ВТС; меньший эрозионный срез характерен для Таланджинской депрессии, а Каменушинская ВТС занимает промежуточное положение. Наиболее детальные исследования процессов пострудной эрозии и ГЭС были выполнены для Ханкайского массива и его складчатого обрамления Е.А. Кирилловым [13], применившим геолого-геоморфологический метод. На основании анализа карты поверхностей выравнивания Уссури-Ханкайского массива м-ба 1:500 000 Е.А. Кирилловым были составлены две схемы районирования массива по степени сохранности эндогенных месторождений для позднемеловой и позднепалеозойской эпох. Примененный Е.А. Кирилловым метод позволяет получить относительные характеристики ГЭС, о чем сам автор пишет в своей работе (фонды ДВИМСа, 1982 г.): “В большей мере такие методы дают качественную оценку территории по этим (геолого-геоморфологическим. А.В.) характеристикам или осредненную количественную” – и далее – “... следует подчеркнуть, что на сегодняшний день нет и, очевидно, не может быть каких-то единообразных подходов в оценке эрозионно-денудационного среза (ЭДС). Это вызвано не только сложностью самой проблемы, но и специфичностью условий, с которыми приходится сталкиваться исследователям при ее решении в приложении к оценке уровня ЭДС установленных рудных и потенциально перспективных на различные виды эндогенного оруденения районов, их районирования по сохранности рудных объектов”.

Собственно геологические и комплексные методы определения ГЭС рудоносных структур разрабатывались рядом авторов как для отдельных рудоносных структур Дальнего Востока [2, 5, 13] и Забайкалья [1], а также и для ряда других регионов СССР [15, 16, 18, 21]. Многие из существующих геоморфологических и морфоструктурных методов позволяют получить усредненные значения ГЭС крупных участков (“геоблоков”), часто не характеризующие адекватно степень вскрытия эрозионными процессами конкретных рудных структур и месторождений в связи со знакопеременными и разноамплитудными перемещениями отдельных блоков в пострудный период. Возраст оруденения также не может служить критерием глубины эродированности месторождений, так как нередко месторождения сходных геолого-промышленных типов характеризуются широким возрастным диапазоном формирования рудных залежей и находятся в настоящее время на близких глубинных уровнях. За редким исключением, также не может служить критерием глубинности оруденения и возраст рудовмещающих пород, т.к. часто разновозрастные рудные тела даже на одном месторождении локализируются в различных по составу и возрасту породах.

Из всех апробированных методов оценки глубины эродированности рудоносных блоков наиболее надежными являются те, которые базируются на анализе проявленности рудоподготовительных и рудосопровождающих тектоно-магматических процессов. К первым относится, прежде всего, анализ связи оруденения с магматическими комплексами различных тектоно-магматических зон (с малыми интрузиями, дайками, экструзиями, корневыми зонами палеовулканов и т.п., табл. 2). Из рудосопровождающих процессов наиболее высокой связью с рудообразованием и информативностью в отношении глубины оруденения характеризуются околорудные изменения вмещающих пород. Многочисленные исследования в рудных районах и, особенно, работы Д.С. Коржинского [14] и его последователей [10, 16, 18] свидетельствуют о наличии тесной генетической и пространственной связи постмагматических процессов и оруденения, т.е. однотипные рудные формации сопровождаются определенным комплексом изменений, непосредственно предшествовавших оруденению или сопровождавших рудный процесс.

На примере урановых месторождений Дальнего Востока и Забайкалья в таблице 2 и на рисунке показано значение перечисленных факторов в определении глубинности оруденения. Выделенные зоны глубинности характеризуются особенностями магматизма, проявлениями рудосопровождающих метасоматитов и минеральными формами оруденения. Приповерхностная зона (табл. 2) отличается широким распространением покровных эффузивов, апикальных фаций экструзий, незначительными проявлениями даек, отсутствием субвулканических и гипабиссальных интрузий и преобладанием низкотемпературных метасоматитов, из которых наиболее широким развитием пользуются площадные процессы кислотного выщелачивания и, прежде всего, сольфатарная аргиллизация.

Рассматриваемые тектоно-магматические зоны характеризуются малым эрозионным срезом, и непосредственно на эродированной поверхности могут обнажаться фронтальные зоны месторождений или их приповерхностные ореолы. В данном случае существуют благоприятные условия для сохранности крупных месторождений на нижних, не вскрытых эрозией горизонтах. Однако рудные поля экструзивно-купольных положительных структур могут быть значительно эродированы в связи с более высоким первоначальным положением этих структур в палеорельефе или в результате проявления опережающих восходящих движений в пострудный период. В этих случаях при относительно неглубокой эрозии макроблока в целом могут быть установлены высокотемпературные метасоматиты (гранат-пироксеновые скарны, кремне-калиевые метасоматиты, грейзенизи-

рованные породы) и, соответственно, прикорневые зоны оруденения. Наряду с урановыми низкотемпературными месторождениями в приповерхностной зоне верхнего структурного яруса могут локализоваться месторождения ртути, золота, серебра, сурьмы, меди, флюорита.

Гипабиссальную зону целесообразно разбить на три подзоны (табл. 2) в зависимости от степени эродированности рудоносных блоков и состава выведенных на дневную поверхность рудоконтролирующих или разновозрастных магматических комплексов. Верхняя подзона характеризуется отсутствием или незначительным развитием вулканогенных формаций. На поверхности обнажены породы кристаллического фундамента или молассоидные орогенные комплексы, включающие отдельные внутрiformационные покровы вулканитов, малые интрузии, дайки, обычно сложнодифференцированного состава. На рассматриваемом эрозионном срезе обнажаются на поверхности среднетемпературные халько- и литофильные, в т.ч. редкометалльные и урановые месторождения различных геолого-промышленных типов, нередко крупных масштабов.

Средняя подзона объединяет блоки достаточно глубокой эродированности инверсионно-орогенных рудовмещающих комплексов. В рассматриваемом случае повсеместно обнажены различные по составу, структуре и текстуре эндоконтактовые фации гранитоидных массивов. Вулканогенно-осадочные формации сохранились в виде реликтов. Широким развитием пользуются высокотемпературные метасоматиты и редкометалльная рудная минерализация. Характерны урановорудные проявления и мелкие месторождения урана в крутопадающих дизъюнктивных высокорadioактивных гранитоидов.

Нижняя подзона характеризуется глубоким срезом рудовмещающих формаций и, соответственно, разновозрастных магматических комплексов, с которыми эндогенные месторождения имеют генетическую или парагенетическую связь. На дневной поверхности обычно обнажаются равномернозернистые, нередко гнейсовидные крупнокристаллические граниты, пегматоидные поля. Отмечаются непромышленные проявления урановой минерализации корневых зон среднего яруса, а также ураноносные структуры глубинных разломов, включающих иногда промышленные (в т.ч. крупные) урановые месторождения в связи с кремне-щелочным метасоматозом средне-высокотемпературного типа. Выходы на поверхность магматических формаций абиссальной зоны свидетельствуют о глубокой эродированности блока и полном уничтожении эндогенных урановых месторождений соответствующего возраста.

Приведенные выше данные показывают сложность, а в ряде случаев и неоднозначность определе-

ния глубины эрозионного среза рудных месторождений. Существующие методы позволяют для отдельных групп месторождений устанавливать в основном положение фронтальных и корневых зон РМС по проявленности специализированных магматических комплексов и рудосопровождающих метасоматитов. Несмотря на относительность обоснования ГЭС, подобные исследования крайне актуальны для многих геоблоков Дальнего Востока в связи с тем, что установленный сырьевой потенциал большинства регионов базируется на оценке и разведке месторождений приповерхностного уровня, в среднем до глубины не более 500 м, и почти полностью отсутствует информация о проявленности и масштабах оруденения на больших глубинах. В то же время, известно, что разработка рудных месторождений является рентабельной на предельно больших глубинах (Au-U месторождение Витватерсранд – до 4 км; Au месторождение Калар – свыше 3,5 км; Cu-Ni Талнахское месторождение – свыше 2 км и др.). По мнению В.И. Казанского [12], Россия, в т.ч. и Дальний Восток, располагают значительным резервом выявления скрытых месторождений с богатыми содержаниями полезных компонентов и значительными запасами. Для сложно построенного Дальневосточного региона выявление скрытых и многоярусных рудных месторождений (рисунок) является одной из важнейших стратегических задач наращивания сырьевой базы профилирующих типов полезных ископаемых. В этом плане должна быть пересмотрена методология прогнозирования и поисков выходящих на дневную поверхность месторождений. Прогнозно-поисковые методы выявления скрытых месторождений должны включать:

1. Составление карт эндогенного среза геоблоков во временных интервалах различных по возрасту и составу структурно-формационных зон.

2. Выполнение работ по глубинному геофизическому зондированию перспективных структур.

3. Проведение заверочного глубинного структурного бурения в геоблоках с наиболее вероятными проявлениями процессов рудообразования в нижних ярусах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александров Г.В., Строна П.А. Принципы прогнозирования эндогенного уранового оруденения в активизированных областях завершённой складчатости (на примере Восточного Забайкалья) // Принципы и методика составления прогнозных карт ураноносности различных структур земной коры. Л., 1975. С. 30–42.
2. Ван-Ван-Е А.П. Принципы определения степени эродированности вулканических структур // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973. С.188–190.
3. Ван-Ван-Е А.П. Метасоматическая зональность и моделирование процессов рудообразования // Тихоокеан. геология. 1992. №3. С. 36–40.

4. Ван-Ван-Е А.П. К вопросу зональности проявления поствулканических процессов и связи рудообразования с вулканизмом // Геология и минеральное сырье Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. Вып. 2. С. 64–77.
5. Волков В.И. Петрология, геохимия и ураноносность Юринской группы вулканов на М.Хингане: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. 1965.
6. Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 239 с.
7. Вольфсон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 289 с.
8. Гидротермальные месторождения урана / Под ред. Вольфсона Ф.И. М.: Недра, 1978. 446 с.
9. Евтушенко В.А. Соотношение оруденения и гидротермальных изменений в вулканоструктурах юга Буреинского массива. Владивосток, 1975. С. 17–24.
10. Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Классификация метасоматитов // Метасоматиты и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 9–27.
11. Казанский В.И. Разломы Байкало-Амурского региона и связь с ними эндогенного оруденения // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982. С. 5–15.
12. Казанский В.И. Глубинные корни рудных месторождений // Природа. 1986. №11. С. 30–40.
13. Кириллов Е.А. Усовершенствование методики поисков промышленных месторождений урана на основе изучения и учета природно-геологических факторов, снижающих достоверность опоскования рудоперспективных площадей в горно-таежных районах юга Дальнего Востока. Хабаровск, 1983. (Фонды ДВИМСа).
14. Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. М.: Изд. АН СССР, 1962. 24 с.
15. Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 210 с.
16. Модников И.С., Скворцова К.В. О вертикальной зональности молибден-урановых месторождений // Геология руд. месторождений. 1974. № 2. С. 18–27.
17. Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Еще раз о вертикальной зональности первичных геохимических ореолов // Научные основы геохимических методов поисков глубоководных месторождений. Иркутск, 1971. С. 41–49.
18. Омеляненко Б.И. Околорудные изменения пород. М.: Недра, 1978. 212 с.
19. Орлова А.В. Блоковые структуры и рельеф. М.: Недра, 1975. 105 с.
20. Плющев Е.В., Ушаков О.П. Формационный анализ метасоматитов на основе концепции об уровнях организации вещества // Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975. С.24–34.
21. Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных месторождений. М.: Недра, 1975. 205 с.
22. Szádeczky-Kardoss E. A Magmas közzelek és ersek kepzodesi mélysegenek meghatározáról. Magyar tud. akad. Műss. tud. Oszt, köze. 1957. 20. № 3–4.
23. Stringhem B. Fields of formation of some common hydrothermal alteration minerals // Econom. Geol. 1952. V. 47, № 46.

Поступила в редакцию 12 сентября 2000 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйришем

*A.P. Van-Van-Ye*

### **Erodibility of endogenic deposits in tectono-magmatic activation zones of the Far East**

The paper deals with main techniques of erosional shear depth determination of ore fields and ore deposits. Definition of erodibility degree of some ore-bearing structures and geoblocks is exemplified. In this connection problems of discovering concealed ore deposits, including those in the Far Eastern region are discussed.