

Министерство образования Российской Федерации  
Якутский государственный университет им. М.К.Аммосова

3  $\frac{02 - 7}{376 - X}$

В.М.Никитин, С.Е.Поповченко,  
В.И.Жижин, В.А. Ян-жин-шин

## **ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ**

*Учебное пособие*

**Рекомендовано Дальневосточным  
региональным учебно-методическим  
центром (УМО) в качестве учебного  
пособия для студентов геологических  
специальностей вузов**

Якутск 2000

ФС-2

УДК 553.078(084.3):553.31+553.411

ББК 18.4.6

Н11

РОССИЙСКАЯ  
ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
БИБЛИОТЕКА  
2002

*Утверждено Советом университета*

**Рецензенты:**

*А. П. Смелов, д. г. -м. н., зав. лабораторией геологии докембрия ЯИГН СО РАН;*

*Г. Г. Наумов, к. г. -м. н., начальник управления Госкомгеология РС (Я)*

Н11 В. М. Никитин, С. Е. Поповченко, В. И. Жижин, В. А. Ян-жин-шин

**Золотоносность зеленокаменных поясов: Учебное пособие. Якутск:**

Изд-во Якутского ун-та, 2000. С. 64.

ISBN 5-7513-0241-9

В учебном пособии выполнен обзор промышленных месторождений золота, локализованных в зеленокаменных поясах. Рассмотрены факторы, влияющие на мобилизацию золота. Пособие будет служить дополнением к курсу «Промышленные типы рудных месторождений». Кроме студентов геологических специальностей, учебное пособие может быть рекомендовано широкому кругу геологов.

2603250130 – 29

Н \_\_\_\_\_

2К9(25) – 2000

ББК 18.4.6

ISBN 5-7513-0241-9

© Якутский государственный  
университет, 2000



2010390564

## Предисловие

Крупнейшие зарубежные месторождения золота, платины, никеля связаны с кристаллическими комплексами гранит – зеленокаменных областей, образование которых обусловлено интенсивными магматическими, метаморфическими и метасоматическими процессами, приводящими к концентрированию рудного вещества. Крупные месторождения этих полезных ископаемых обнаружены в зеленокаменных поясах кратона Йилгарн, Капвальского кратона, Канадского, Бразильского и других щитах, из которых извлекаются большая часть добываемого за рубежом золота, платины и никеля. В то же время для России проблема рудоносности кристаллических комплексов остается одной из самых актуальных задач геологической науки. При этом самыми спорными вопросами являются процессы и этапы формирования и генезиса золотого оруденения на Алданском и других щитах России.

## Формационные типы зеленокаменных поясов

Все известные варианты типизации архейских зеленокаменных поясов основаны на различиях в вещественном составе нижних существенно вулканогенных частей разрезов слагающих их осадочно-вулканогенных комплексов. В одной из первых классификаций, предложенной А. Гликсоном (1980), большинство зеленокаменных комплексов с указанных позиций разделяются на «первичные» и «вторичные».

«Первичные» комплексы характеризуются ультрабазитовым-базитовым (коматит-толеитовым) составом. Кислые вулканиды в них находятся в подчиненном количестве, а средние практически отсутствуют. Эти комплексы, помимо обычного положения в разрезах зеленокаменных поясов, в виде ксенолитов широко распространены в самых ранних интрузивных гранитоидах. В областях развития «первичных» комплексов не обнаруживаются более древние граниты фундамента.

В составе «вторичных» зеленокаменных комплексов наряду с преобладающими базитами широко представлены средние и кислые вулканиды, ультрабазиты имеют подчиненное значение. Вулканические комплексы

этого типа несогласно перекрывают граниты и «первичные» комплексы и таким образом в пределах каждого отдельного щита являются всегда более поздними образованиями. Временной диапазон формирования «первичных» зеленокаменных комплексов составляет 3,7-2,6 млрд лет, а «вторичных» не выходит за рамки 2,7-2,6 млрд лет.

Выявленные А. Гликсоном две принципиально различные ассоциации вулканических пород в дальнейшем в том, или ином, виде использованы в различных систематиках зеленокаменных поясов. В частности К. Конди (1983) по аналогии выделены «первичный» и «вторичный» типы архейских зеленокаменных поясов (табл. 1), главное различие между которыми заключается в наличии или отсутствии в их разрезах вулканитов известково-щелочной серии (андезитов и связанных с ними глиноземистых базальтов и кислых вулканитов). Этот главный признак еще отчетливее показан в аналогичной, но построенной на формационной основе, систематике поясов С. В. Богдановой и др. (Магматические..., 1987), (табл. 2).

Из четырех типов зеленокаменных поясов в систематике А. Б. Вревского (1986) (табл. 3) Барбертон и, очевидно, Белинге являются полными аналогами «первичных», а тип Абитибид – «вторичных» поясов по А. Гликсону и К. Конди. Исключение составляют лишь Хаутаварский тип, разрез которого начинается вулканитами щелочной серии, что, по мнению К. Конди (1983), вообще не характерно для архейских зеленокаменных комплексов.

Однако указанное исключение получило дальнейшее развитие в более развернутом варианте группировки зеленокаменных структур, разработанном А. А. Сивороновым (1987).

В качестве главного систематического признака в этом варианте принят состав нижних вулканических формаций зеленокаменных комплексов. В соответствии с которыми выделены два типа формационных рядов архейских зеленокаменных поясов: 1) с нижними мафически-салическими формациями (тип «С»), 2) с нижними ультрамафически-мафическими формациями (тип «М»). По структурному признаку каждый тип делится на два подтипа (всего четыре – С-1, С-2, М-1, М-2), которые, в свою очередь, по структурно-вещественному признаку подразделяются на контрастные и дифференцированные разновидности (всего восемь – С-1-1, С-1-2, С-2-1,

С-2-2, М-1-1, М-1-2, М-2-1, М-2-2), охватывающие, по мнению автора, «... все разнообразие формационных рядов зеленокаменных комплексов нижнего докембрия».

Поскольку любой из этих двух типов может включать в различных сочетаниях формации, вулканиты которых образуют бимодальные и известково-щелочные серии (рис. 3) то в целом ни один из этих них не является аналогом типов зеленокаменных комплексов по А. Гликсону. Лишь в составе зеленокаменных поясов второй группы (рис. 1, 2) можно выделить конкретные формационные ряды (КТ-ДТ-РД и КТ-ДЖТ-ДАТ), соответствующие «первичным» и «вторичным» комплексам. С поясами первой группы (рис. 1, 2) коррелируется Хаутаварский тип А. Б. Вревского.

Таблица 1

Особенности первичных и вторичных зеленокаменных поясов  
(по К. Конди, 1983 г.)

	Первичные пояса	Вторичные пояса
Вулканические породы	Характерны ультраосновные потоки и интрузивы, кислые туфы в подчиненном количестве, но повсеместно	Преобладают основные потоки и силлы, количество ультраосновных пород изменчиво, довольно много известково-щелочных вулканитов, особенно в верхних частях разрезов; широко развиты пирокластические образования
Граны вулканических пород	Характерна бимодальная ассоциация	Характерны бимодальная и известково-щелочная ассоциации
Осадочные породы	Обычно в подчиненном количестве по отношению к вулканитам, наиболее характерны кремнистые породы, филлиты и железорудная формация	В верхних частях разрезов присутствуют граувакково-аргиллитовые комплексы и связанные с ними кислые, средние пирокластические образования; повсеместно в небольших количествах присутствуют в небольших количествах кремнистые породы, филлиты, железорудная формация

Таблица 2

**Последовательность (снизу вверх) главных магматических формаций  
в зеленокаменных поясах первого и второго типов  
(Магматические горные породы. Т. 6, 1987 г.)**

Пояса 1-го типа (бимодальный)	Пояса 2-го типа (гомодромный)
Тоналит-грандьемитовая (плутоническая)	-----
Риолит-дацитовая (пирокластическая)	-----
	Андезитовая (лавовая)
Толсит-базальтовая (лавово-силловая)	Толсит-базальтовая (лавово-силловая)
Коматинтовая (лавово-силловая)	-----

Помимо систематики фракционных рядов зеленокаменных поясов А. А. Сивороновым предложено деление всех гранит-зеленокаменных областей на три группы. В пределах гранит-зеленокаменных областей первой группы развиты моноциклические фракционные ряды типа «М» и полициклические типа «С» с преобладанием последовательно дифференцированных разновидностей. Сюда входят гранит-зеленокаменные области Северного полушария: Финно-Карельская, Средне-Приднепровская, Сьюпериор.

Гранит-зеленокаменные области второй группы характеризуются рядами типа «М» с явным преобладанием контрастных разновидностей, как моно- так и полициклических подтипов. Они располагаются в Южном полушарии: блоки Йилгарн и Пилбара, Родезийский и Каанваальский кратоны.

В третью группу гранит-зеленокаменных областей также входят формационные ряды группы «М», но только моноциклического типа и, преимущественно, контрастных разновидностей. Ряды этой группы встречаются как в Северном, так и Южном полушариях: Курско-Белгородская, Дарваарская области, кратон Сан-Франциско и Кольская гранулит-зеленокаменная область.

Оценивая в целом рассмотренные систематики архейских зеленокаменных поясов (или комплексов) можно заключить, что ни одна из них не лишена спорных или противоречивых элементов и не представляется универсальной, учитывая все разнообразие разрезов осадочно-вулканогенных

ассоциаций и особенностей их строения. Так, несмотря на то, что зеленокаменные пояса «первичного» (бимодального) и «вторичного» (гомодромного, мультимодального) типов действительно обнаруживаются в гранит-зеленокаменных областях мира, существуют, по признанию А. Гликсона (1980), и исключения из этой классификации. Примером тому нахождение вулканизов известково-щелочной серии в нижнем ультрамафически-мафическом цикле системы Калгурли (поясов «первичного» типа). Заслуживают внимания примеры зеленокаменных комплексов («вторичного» пояса), вмещающих ассоциации вулканизов известково-щелочной серии, возраст которых древнее 2,7 млрд лет (например, зеленокаменные свиты Среднего Приднепровья).

В систематике А. А. Сиворонова вызывает сомнение отнесение автором к одному типу (тип «М») вулканических комплексов, включающих существенно андезитовые ассоциации (мультимодальный тип), и без них (модальный тип), поскольку сериальный признак имеет важное генетическое и, следовательно, металлогеническое значение. Необходимы дополнительные доказательства существования группы формационных рядов типа «С», или, по крайней мере, части входящих в них конкретных комплексов, так среди демонстрирующих этот тип примеров, есть спорные. В частности Хаутаваарский зеленокаменный комплекс по мнению О. А. Нестояновой (1982) начинается ультрамафически-мафической ассоциацией, а не дацит-андезитовой, как это считают А. Б. Вревский (1986) и А. А. Сиворонов (1987). Трудно также согласиться с наличием в зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья разрезов, начинающихся (по А. А. Сиворонову) существенно андезитовыми ассоциациями. Ближе всего к типу «С», по видимому, находится Суккозерский зеленокаменный комплекс (Карелия), представляющий собой известково-щелочной моноцикл.

Таким образом, выделенные ранее два типа зеленокаменных поясов (бимодальный и мультимодальный) могут быть дополнены третьим, принципиальное отличие которого состоит в том, что в основании его находятся ассоциации вулканизов известково-щелочной серии. Каждый из них отражает разные тенденции в развитии геодинамических обстановок, обусловивших накопление соответствующих вулканических комплексов.

Типы архейских зеленокаменных поясов (по Вревскому, 1986 г.)

Типы зеленокаменных поясов					
	Бербертоносский (бимодальный)	Беллитге	Хаутоваарский	Абитйби (мультимодальный)	
Серии пород вулканизма поздних стадий	Бимодальная базальт-риодацитовая	-	Коматитит-толеитовая	Известково-щелочная (мультимодальная)	
Серии пород вулканизма начальных стадий	Коматитит-толеитовая	Коматитит-толеитовая или толеитовая	Известково-щелочная (дацит-андезитовая и базальт-андезит-дацитовая)	Коматитит-толеитовая	
Базальные комплексы	-	Терригенные отложения различной формационной принадлежности	-	-	
Возраст, млрд лет	3,5-3,0	2,7-2,6	2,7 (?)	3,5-3,0	
Зеленокаменные пояса	Каапваальского шита - Барбертон, Сотерленд, Питерсбург, Мурчисон; шита Пиллара-Варрауна; Балтийского шита - Южно-Выгозерский, Сумозерско-Каменноозерский	Родзийского шита Белингге, Буловайо, Тати, Вумба; Канадского шита - Вабингун, Ухи; Балтийского шита - Полнос-Порос, Арварснч-Вогеленбино, Костомукшский	Балтийского шита - Хаутоваара, Яланваара-Иломанси, Типасарви-Куожмо-Суоминсалми; Канадского шита - Маунт, Монггер, Скотия, Танганьинского шита - Ньяда	Канадского, Каапваальского, Балтийского, Украинского, Индостанского, Ивлгарнского шитов	

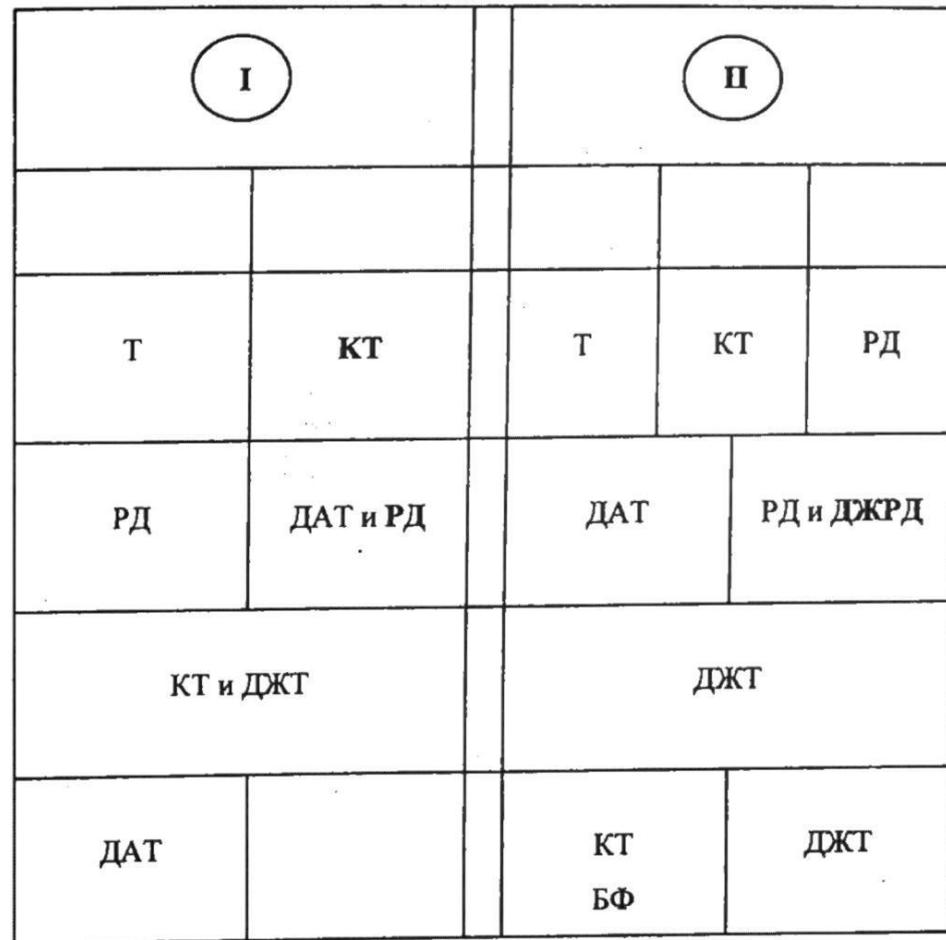


Рис. 1. Схема взаимоотношения формаций в архейских зеленокаменных поясах Восточно-Европейской платформы (составил В. И. Ганоцкий по материалам А. А. Сиворонова)

Типы формаций: Т - толеитовый, КТ - коматитит-толеитовый, РД - риолит-дацитовый, ДАТ - дацит-андезит-толеитовый, ДЖРД - джеспилитовый риолит-дацитовый, БФ - базальные терригенные формации. Формационные ряды зеленокаменных поясов:

- I - первой группы (Хаутоваарский, Ялонваарский, Конкский, Чертомлыкский и др.);  
 II - второй группы (Костомукшский, Западной Карелии, альского региона, КМА, Сурский, Верховцевский и др.)

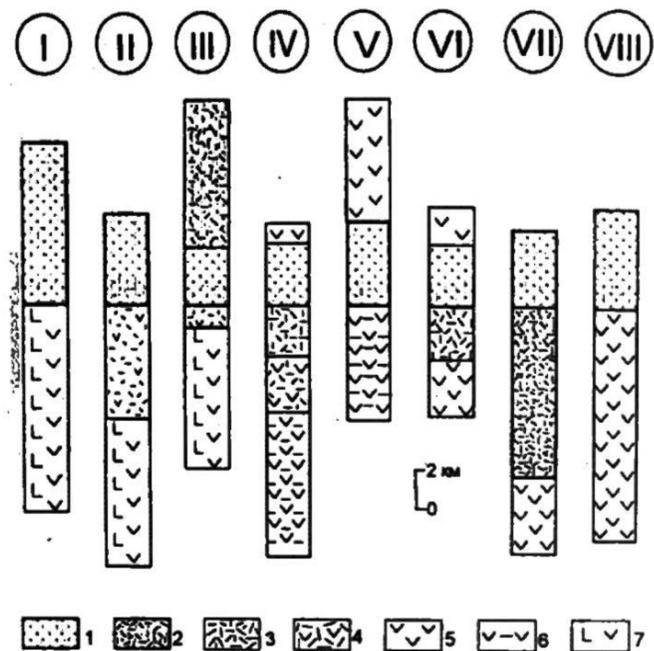


Рис. 2. Типы разрезов осадочно-вулканогенных архейских зеленокаменных поясов

Циклы первого и второго порядка: 1 – осадочные (метаграувакки, метаделиты, мета-конгломераты, метапесчаники, железистые кварциты, подчиненные туфы и лавы средних, кислых, иногда основных метавулканитов, редко – известняки); 2 – существенно салические (средние и кислые метаэффузивы, туфы, агломераты, редкие пласты железистых кварцитов и парасланцев); 3 – мафически-салические (средние, кислые и подчиненные основные метаэффузивы, метатуфы); 4 – салически-мафические (основные и подчиненные кислые метавулканиты); 5 – мафические (основные метавулканиты, второстепенные прослои кислых, иногда средних метаэффузивов, пласты железистых кварцитов); 6 – существенно мафические (основные метавулканиты, подчиненные ультрабазиты, второстепенные кислые и средние метавулканиты, пачки железистых кварцитов, прослои метатуфов, метатуфитов, парасланцев, метапесчаников); 7 – мафически-ультрамафические (основные и ультраосновные метавулканиты, второстепенные кислые метаэффузивы или метатуфы, кремнистые породы, железистые кварциты).

Зеленокаменные провинции: I – Килгардская (пояс Кулгарди-Курраванг); II – Каапваальская (пояс Барбертон); III – Родезийская (пояс Тати); IV – Украинская (Чертомлыкская и Сурская зеленокаменные структуры); V – Озера Верхнего (Вермилион); VI – то же (Мишипикотен); VII – Родезийская (пояс Мидлендс); VIII – Большого Невольничьего озера (пояс Ислоунаоф)

При формировании бимодальных мегациклов решающее значение имел мантийный источник вещества. В мультимодальном – мантийный материал поступал на ранних стадиях развития поясов, а затем превалировали магматические продукты корового происхождения. В зеленокаменных комплексах третьего типа наблюдаются соотношения вулканических ассоциаций, противоположных мультимодальному типу.

Очевидно, что названные типы отражают самые общие особенности зеленокаменных комплексов (поясов) и нивелируют многие детали их строения и состава, необходимые для сравнительного исследования. Поэтому нами разработан вариант более дифференцированной систематики этих образований, учитывающий такие структурные и вещественные признаки, как наличие или отсутствие верхних вулканических мегациклов (или циклов), моно или полициклическое строение нижних циклов первого порядка, формационный и сериальный состав вулканических циклов, а также последовательность распределения последних в типичных разрезах. Предлагаемая классификация включает десять типов архейских зеленокаменных комплексов (поясов) (табл. 4, рис. 2). Первые три типа соответствуют бимодальным зеленокаменным поясам, четвертый, шестой и седьмой – мультимодальным, девятый – типу «С» по А. А. Сиворонову и Хаутаваарскому, а также по А. Б. Вревскому, остальные типы в качестве самостоятельных систематических единиц выделяются впервые. Следует подчеркнуть, что десятый тип (Оленгорский) во многом является проблематичным. Главный систематический признак этого типа – присутствие в ощутимых количествах кислых метавулканитов субщелочной и даже щелочной серии, что не характерно для архейских зеленокаменных поясов. Кроме того, породы комплексов данного типа равномерно метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Не исключается возможность, что они представляют собой образования, переходные к комплексам гранулит-зеленокаменных областей, или, возможно, полностью им соответствуют.

Таблица 4

## Типы и формационный состав архейских зеленокаменных поясов

Типы	Формации нижних мегашиклов (сверху вниз)	Формации верхних мегашиклов (шиклов)	Изотопный возраст, млрд л.
1	2	3	4
I. Калгурин	Мафически-ультрамафические (коматинитовые)	Нет	3-3,5?
II. Барбертонский	Салически-мафические, бимодальные (риолит-дацит-толеитовые), Мафически-ультрамафические (коматинитовые)	Нет	3-3,5
III. Тати	Салически-мафические, бимодальные (риолит-дацит-толеитовые), Мафически-ультрамафические (коматинитовые)	Существенно салические (дацит-риолитовые)	2,7-2,6
IV. Среднесиридинский	Мафически-салические, известково-щелочные (толеит-андезит-риолитовые), Салически-мафические бимодальные (риолит-дацит-толеитовые), Существенно-мафические (коматинит?-толеитовые)	Мафические (толеитовые)	3,2-3
V. Вермилион	Существенно-мафические (коматинит?-толеитовые)	мафические (толеитовые)	2,6-2,7
VI. Мишпингоген	Мафически-салические известково-щелочные (толеит-андезит-риолитовые) Мафические (толеитовые)	Мафические (толеитовые)	2,7-2,6
VII. Бутован	Мафически-салические известково-щелочные (толеит-андезит-риолитовые) Мафические (толеитовые)	Нет	2,7-2,6
VIII. Истлеуафф	Мафические (толеитовые)	Нет	2,6
IX. Суккожерский	Мафически-ультрамафические (коматинитовые), Мафически-салические известково-щелочные (толеит-андезит-риолитовые)	?	2,6?
X. Оленегорский	Салически-мафические субщелочные (трахит-толеитовые)	Нет	2,6?

## Металлогения

Месторождения полезных ископаемых, ассоциирующихся с архейскими зеленокаменными поясами, достаточно хорошо изучены (Гликсон, 1980; Моралев, 1978; Казанский, 1983;). К ним относятся крупнейшие в мире месторождения никеля, меди, золота, серебра, хрома, довольно значительные железа, цинка, а также второстепенные мышьяка, сурьмы, ртути. Из нерудных полезных ископаемых в промышленных содержаниях встречаются глиноземное сырье, асбест, тальк, магнезит, барит. В гранито-гнейсовых ареалах, в целом бедных полезными ископаемыми, сосредоточены руды редких металлов и редких земель.

Месторождения хрома связаны со стратиформными интрузиями, состав которых варьирует от перидотитов до габбро-анортозитов. Руды помимо хрома содержат пироксены, амфиболы, тальк, серпентин, карбонаты, магнетит, сульфиды. Хорошая сохранность первичных структур свидетельствует о происхождении за счет гравитационного осаждения. В качестве типичного примера подобного оруденения приводится крупное месторождение Селукве в Зимбабве.

Месторождения никеля представлены двумя главными промышленными типами: 1) стратиформными сульфидными медно-никелевыми залежами в коматитах, 2) сульфидно-никелевыми месторождениями в дунитовых дайках. Некоторыми исследователями (Попов, Чайка, 1985) выделяются еще вкрапленные и прожилковые руды в прослоях и пачках экстагниционно-осадочных пород среди коматитовых лав и массивные метаморфогенные руды, непосредственно с вулканитами не связанные, приуроченные к метаморфогенно-осадочным толщам, удаленным от вулканических центров.

Сульфидно-никелевые руды стратиформного типа представлены такими основными месторождениями, как Камбалда (Австралия), Тимминс (Канада), Шангани (Зимбабве). Рудные тела залегают либо в основании, либо вблизи основания покровов ультраосновных лав, как правило, согласно с подстилающими и перекрывающими породами. Форма тел чаще лин-

зобразная или плитообразная, мощность их изменяется от нескольких метров до десятков метров.

Минеральный состав руд относительно простой: пирит, пирротин, пентландит и халькопирит. В незначительных количествах могут присутствовать магнетит, сперрилит и др. сульфиды и арсениды. Никель резко преобладает над медью (отношение 10-20:1). В небольших количествах присутствуют кобальт, палладий, иридий. Сульфиды являются позднемагматическими: первым кристаллизуется пирит и пирротин, последним халькопирит. Многие руды в разной степени перекристаллизованы в процессе серпентинизации или карбонатизации.

Рудные тела характеризуются следующим строением. В основании рудной зоны залегают массивные сульфидные руды, которые с резким контактом перекрываются вкрапленными сетчатыми рудами. Последние также резко контактируют с вышележащими перидотитами, содержащими незначительное количество сульфидов вблизи контакта. В массивных рудах на долю сульфидных минералов приходится 70-80%, в сетчатых 20-65%. По минеральному составу все типы руд сходны между собой. Но все же сетчатые руды обогащены магнетитом, а массивные – хромитом.

Для коматитовых контактов характерны в верхних частях спинифексовые, а в нижних – кумулятивные структуры пород. Перидотитовые коматиты, несущие оруденение, отличаются недосыщенностью алюминием с отношением  $Al_2O_3/TiO_2$  около 20 и отношением  $Al_2O_3/CaO$  около 1. Акцессорные хромиты характеризуются высокими (0,5-2%) концентрациями цинка.

Образование месторождений стратиформных медно-никелевых руд связывается многими исследователями с ликвацией богатых сульфидами ультраосновных лав мантийного происхождения. Никелевые месторождения, ассоциирующиеся с дайками дунитов, известны в поясе Уилуна-Норман. Дайки обычно согласны с вмещающими породами, реже являются секущими. Нередко первичные отношения с вмещающими породами нарушены вследствие тектонических подвижек. Вмещающие породы представлены не только ультраосновными вулканитами, но также кислыми породами и железистыми кварцитами, спинифексовые зоны отсутствуют. По со-

держанию магния дуниты резко отличаются от никеленосных ультраосновных лав (более 50% MgO) и, кроме того, хромиты в них обычно обеднены цинком (0,5% Zn).

Основное количество меди архейских зеленокаменных поясов сосредоточено в цинково-медных колчеданах. Месторождения этого типа наиболее развиты в поясе Абитибби, Канада (месторождения Хорн, Ист-Сулливан, Кидд-Крик, и другие). Руды пространственно связаны со средними и кислыми вулканитами. Основные залежи прослеживаются по периметру вулканических структур, в местах расположения фельзических вулканических центров.

Месторождения располагаются в воронкообразных зонах гидротермально измененных пород, которые содержат прожилково-вкрапленную минерализацию и рассматриваются в качестве подводящих каналов для гидротермальных растворов.

Выше залегают массивные сульфидные руды. Они образуют линзовидные тела, приуроченные к эксплозивным брекчиям и верхним контактам риолитовых покровов.

В составе руд преобладают пирит, пирротин, сфалерит и халькопирит. В незначительных количествах обычно присутствует тетраэдрит-тениангит, самородное серебро, галенит, золото и различные теллуриды. В массивных рудах объем сульфидов достигает 50%, в прожилковых он менее 25%.

Массивные руды проявляют явную ритмичную слоистость, совпадающую с напластованием вмещающих пород. Первичная дометаморфическая структура руд сохраняется редко.

Рудные тела характеризуются вертикальной зональностью. Как правило, в нижних частях залежей преобладают пирротин-халькопиритовые руды, в верхних – пирит-сфалеритовые. Контакты рудных тел в вертикальном разрезе резкие, в лежачем – обычно постепенные – от массивных сульфидных руд к прожилково-вкрапленным.

Зоны окolorудных изменений чаще располагаются со стороны лежачего бока массивных залежей и иногда прослеживаются до 1000 м. Изменения вмещающих пород выражены в хлоритизации и серпитизации, привносе Fe, Mg, S и выносе Na, K и Si.

Большинство исследователей признает для массивных сульфидных цинково-медных залежей сингенетическое вулканогенное происхождение (Конди, 1983).

Наряду с колчеданами, в архейских зеленокаменных комплексах выделяется самостоятельный тип медно-порфировых штокверковых месторождений, руды которых содержат молибден (Магматические, 1987). Такие месторождения описаны в Австралии (Каппинкап и Пилабара).

Месторождения золота в архейских зеленокаменных поясах представлены четырьмя главными типами (Фрипп, 1980): кварцево-жильными (и штокверковыми), стратиформами в массивных сульфидных залежах и стратиформными, вкрапленными в осадочных толщах.

Большинство архейских золоторудных проявлений (50%) связано с кварцевыми жилами и штокверковыми зонами окварцевания и рассланцевания. Золотокварцевые жилы занимают секущее положение по отношению к вмещающим комплексам пород, мощность их варьирует от 1 до 5 м, а протяженность достигает первых километров. В составе жил в подчиненных количествах присутствуют карбонаты и небольших – пирит, пирротин, сфалерит, галенит, арсенопирит, стибнит, халькопирит, шеелит.

Золото обычно крупнозернистое, иногда – видимое. Встречаются также теллуриды золота и ауристибнит. Характерно, что содержание золота в одних месторождениях очень изменчиво, а в других постоянно. В отдельных кварцевых жилах содержание золота может резко или постепенно уменьшаться до некондиционного. Отмечается вертикальная минералогическая зональность. В некоторых залежах с глубиной обнаруживается изменение содержания серебра в золоте (от 940 до 870).

Золотоносные жилы сопровождаются зонами пропилизации мощностью от одного до нескольких метров. При этом в основных породах развиваются хлорит, эпидот, тремолит, альбит, сульфиды, карбонат, кварц, серицит, иллингсит.

В архейских образованиях Родезии (Фрипп, 1980) жильные месторождения золота группируются в локальных металлогенических субпровинциях с площадью около 100 км<sup>2</sup>. В пределах каждой группы жилы характе-

ризуются сходством минералогического состава, отличающими их от других групп.

Распределение жильных месторождений подчиняется отчетливому региональному и локальному стратиграфическому контролю. Крупные залежи размещаются в мощных вулканических толщах основного – кислого состава определенного стратиграфического положения.

Значительная доля архейского золота сосредоточена в различных стратиформных месторождениях. Наиболее важными из них являются месторождения, представляющие собой минерализованные карбонаты и железистые кварциты с сульфидами. В состав руд этих месторождений входят пирит, пирротин и арсенопирит, или какой-либо из этих минералов в отдельности. Золото в виде мелких зерен (менее 50 мкм) находится в арсенопирите и пирите. Помимо золота руды содержат серебро, медь, свинец.

Золотоносные пласты железистых кварцитов обычно пересланцеваны с мощными пачками основных и ультраосновных вулканитов, реже – с сульфидсодержащими аргиллитами, основными и кислыми туфами.

Происхождение золоторудных месторождений в железистых кварцитах связывают с подводными вулканическими эксгальциями термальных рассолов. Типичным месторождением рассматриваемого типа является Литл-Лонг-Лейк в Канаде.

Другой тип стратиформных золоторудных месторождений пространственно совмещен с рассмотренными выше массивными залежами сульфидных цинково-медных руд. Подобные месторождения широко распространены в некоторых районах провинции озера Верхнего.

К этой же группе относится вкрапление руды золота в обломочных отложениях (пояс Мидленс, группы Булаваяло и Шимва). Золото входит в состав пирита и арсенопирита, рассеянных в известковистых вулканических аркозах, граувакках и известковистых глинистых сланцах. Мощность рудоносных залежей достигает нескольких десятков метров. Контакты их с примыкающими безрудными отложениями обычно постепенные.

Большинство исследователей (Конди, 1983; Фрипп, 1980) полагают, что все рассмотренные типы проявлений золота пространственно и генети-

чески связаны и что оно переносилось в виде комплексных ионов в термальных растворах и отлагалось при температуре 300-400° С.

Промышленные типы золота приурочены главным образом к зеленокаменным областям, метаморфизованным в условиях зеленосланцевой фации. Содержание золота уменьшается параллельно с возрастанием степени метаморфизма.

Железные руды, представленные железистыми кварцитами, широко распространены в составе осадочно-вулканогенных комплексов зеленокаменных поясов. Они представлены фациями окисно-силикатно-карбонатной, окисно-карбонатной и, реже, окисной.

Железистые кварциты силикатно-карбонатного состава типичны для вулканогенных разрезов, в объеме которых они образуют или обособленные среди вулканитов маломощные пласты, или мощные (до 1000 м) многопластовые продуктивные горизонты (Украинский шит), включающие наряду с железистыми породами вулканогенно-осадочные, осадочные и вулканические образования. Обособленные пласты железистых кварцитов прослеживаются на сотни метров и первые километры, – продуктивные горизонты на первые десятки километров и характеризуются резкой переменной мощностью. Обычно месторождения железистых кварцитов, залегающих в вулканитах, невелики, но в некоторых зеленокаменных структурах (Сурская, Чертомлыкская на Украинском шите) бедные железистые руды образуют концентрации в несколько миллиардов тонн.

Окисно-карбонатный и окисный тип железистых кварцитов (магнетит-сидеритовых, магнетитовых, иногда гематит-магнетитовых) наиболее распространены в составе осадочных мегациклов. Они образуют довольно мощные горизонты, протягивающиеся на многие десятки километров (Белозерское месторождение). Вмещающие породы представлены метаморфизованными песчано-глинистыми осадками, включающими подчиненные тела вулканитов кислого, среднего и основного состава.

Месторождения сурьмы, мышьяка и ртути, за редким исключением, имеют второстепенное значение. Главными минералами являются арсенопирит, антимонит, киноварь. Для большинства месторождений мышьяка и сурьмы характерны промышленные содержания золота.

Одно из крупных месторождений описано в Южной Африке (зеленокаменный пояс Мурчисон). Рудные тела антимонита залегают среди измененных вулканитов, доломитов и железистых кварцитов. Протяженность некоторых рудных тел достигает 50 км. Предполагается вулканогенное происхождение руд.

Широким распространением в архейских зеленокаменных поясах пользуются небольшие рудопоявления вольфрама. Они встречаются в гранитах и пегматитах, в контакто-метаморфических ореолах и кварцевых телах. Главные рудные минералы – вольфрамит и шеелит.

Большая группа ценных элементов содержится в кварц-поливошпатовых пегматитах. Они включают минералы таких элементов, как Li, Be, W, Sn, Nb, Ta, редкие земли и др., содержания которых в ряде случаев может представлять промышленный интерес.

При сравнении металлоносности разных гранит-зеленокаменных областей (табл. 4) видна неодинаковая частота встречаемости месторождений различных металлов. Почти повсеместно распространены месторождения золота и железа. Большинство месторождений хрома, никеля, меди и цинка сосредоточено на Африканском, Австралийском и Северо-Американских континентах. Так, наиболее крупные сульфидно-никелевые месторождения концентрируются преимущественно в зеленокаменных поясах Йилгарнского блока, а цинково-медно-колчеданные – в провинции озера Верхнего. Отмеченные закономерности находятся в прямой зависимости от металлогенической специализации определенных типов формаций, которая по литературным данным может быть охарактеризована следующим образом:

I. Мафически-ультраосновные (коматиты) формации – сульфидно-медно-никелевые, медно-колчеданные, хромитовые (в ультрамафитах интрузивных фаций), железорудные месторождения;

II. Существенно мафические (ультрамафически-мафические, коматит-толеитовые) формации – золото-кварцевые жильные, железорудные, иногда сульфидно-никелевые (при наличии достоверных перидотитовых коматитов), серно-колчеданные месторождения, золото в железистых кварцитах;

III. Собственно мафические (толеитовые) формации – золото-кварцевые жильные, редко, железорудные месторождения, золото в железистых кварцитах;

IV. Салически-мафические (риолит-толеитовые) формации – золото-кварцевые жильные и штокверковые, медно-порфировые месторождения;

V. Мафически-салические (дацит-андезит-толеитовые) – цинково-медные колчеданные, золото-кварцевые жильные, золотосные колчеданные месторождения;

VI. Существенно салические (риолит-дацит-андезитовые, риолит-дацитовые) формации: цинково-медные, свинец-цинково-медные, золото-кварцевые жильные, золоторудные штокверковые и колчеданные, медно-порфировые колчеданные;

VII. Вулканогенно-осадочные и осадочные формации осадочных мегациклов – преимущественно железорудные месторождения.

Таким образом, зеленокаменные пояса первого, второго и третьего типа (таб. 4, рис. 2) являются перспективными на никель, медь, хром, железо, золото, третьего (в связи с наличием верхнего кислого вулканического мегацикла), кроме того, еще на цинк и свинец, четвертого и шестого – золото, медь, цинк, свинец, железо, отчасти никель, пятого – железо, золото, иногда никель, седьмого – золото, медь, цинк, железо, свинец, восьмого – золото.

В заключение необходимо заметить, что в пределах архейских гранитно-зеленокаменных областей наряду с месторождениями полезных ископаемых архейского возраста может присутствовать протерозойская и фанерозойская минерализация, ассоциирующаяся с эпикратонными покровными комплексами, интрузивными магматическими телами и разломными зонами по границам провинций. Дж. Уотсоном (1980) для этих образований предложена следующая классификация:

I. Месторождения, сопряженные с осадочными формациями:

A) золото и (или) уран в осадочных формациях;

B) полосчатые железорудные формации;

II. Месторождения, сопряженные с интрузивными магматическими породами:

A) месторождения, содержащие хром, платину, железо, титан или никель в дифференцированных основных по составу телах типа Бушвельдского комплекса;

B) редкоземельные элементы, апатит и др., в карбонатах и щелочных комплексах;

III. Раннепротерозойские месторождения железистых кварцитов на границе архейских и протерозойских провинций в эпикратонных комплексах, которые отсутствуют во внутренних частях архейских провинций (полосчатые железорудные формации Лабрадора и Великих Озер Северной Америки, хребта Хамерсли в Западной Австралии).

IV. Месторождения в линеаментах (зона трансформных дислокаций) по границам архейских провинций:

A) никеленосные ультраосновные тела (линеament Томпсон на западной окраине провинции озера Верхнего);

B) третичная золотосная минерализация (запад Северной Америки);

C) свинцово-цинковые месторождения фанерозойского возраста (месторождения Миссисипи, Пайн-Пойнт Северной Америки);

D) месторождения, связанные с небольшими щелочными интрузиями.

### Экономические сведения

Одна из металлогенических особенностей многих архейских зеленокаменных поясов (ЗКП) заключается в широком проявлении золоторудной минерализации с образованием мелких и крупных эндогенных месторождений. По уровню добычи подобные месторождения за рубежом занимают второе место. Заметная тенденция увеличения золотодобычи за последнее десятилетие приходится на страны, имеющие на своей территории древние зеленокаменные пояса (Австралия, Канада, Индия, Бразилия, страны Южной Африки, отчасти США и З. Африка). Значение и важность рассматриваемого типа месторождений отражает динамика увеличения годовой добычи в этих странах.

Таблица 5

## Годовая добыча золота

Страны	% извлечения из древних ЗКП	1980 г.	1985 г.	1987 г.	1988 г.
Австралия	более 75%	17	57	108	152
Канада	до 70%	50,6	86	120	148
Бразилия	60-80%	35	63,3	100,8	148
Индия	около 85%				
США	до 40%	27,6	79	154,9	205,3

В связи с повышением цен на золото (в 1987 г. 446 долл. за 1 унцию или 15,1 долл. за 1 г) и широкого использования для извлечения золота метода кучного выщелачивания, позволяющего извлекать металл на 80-95%, экономически выгодным стало разрабатывать месторождения с низкими содержаниями 0,9-1,5 г/т. При этом бортовое содержание опускается до 0,5 г/т. Себестоимость одного грамма золота из наиболее тонкодисперсных руд оценивается в 3,89-6,59 долл., в то время как в Витватерсранде она составляет 9,00 долл. Однако добыча золота с глубоких горизонтов остается рентабельной. Так выработки достигли: в Витватерсранде – 3500 м, Коларе – 3350 м, Керкленд-Лейк – 2200 м, Поркьюпайн – 2400 м, Кемфло – 1800 м, Йеллоунайф-Джидант-1650 м, Ашанти – 1500 м, Калгурли – 1200 м. Колебание кондиций обусловлено масштабами месторождений, глубинной обработки, близостью взаимного расположения, возможностью извлечения сопутствующих компонентов, условиями отработки.

## Общая характеристика зарубежных месторождений

Золоторудная минерализация ЗКП характеризуется широким разнообразием условий проявления. Большинство месторождений локализуется в вулканитах основного состава (рис. 3) или в непосредственной близости от них – среди метаосадочных пород (рис. 4), а также в вулканитах кислого состава и небольших по мощности близковозрастных хрупких интрузивных телах (метагаббро, метадiorиты, пегматиты, плагиограниты), которые залегают непосредственно в зеленокаменной толще или вблизи нее.

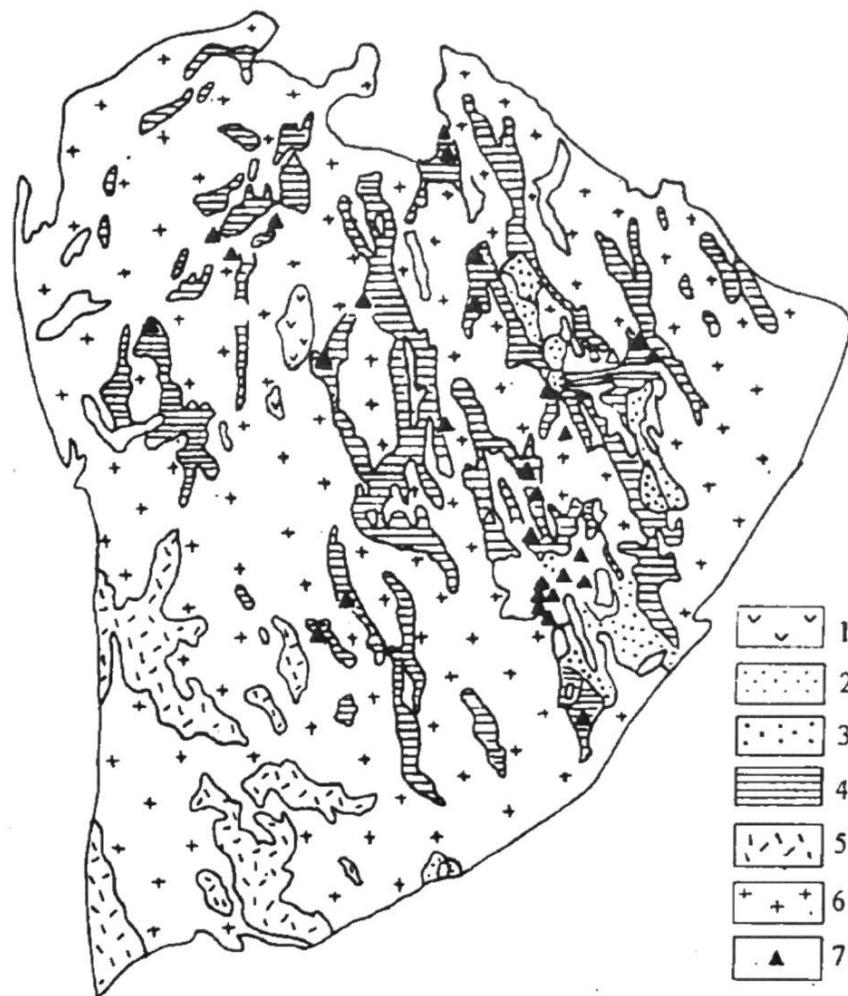


Рис. 3. Размещение золоторудных месторождений в блоке Йилгарн, Зап. Австралия

1 – габбро-диабазы; 2 – метариолиты; 3 – метатерригенные породы; 4 – зеленокаменные породы; 5 – породы щелочного состава; 6 – породы гранито-гнейсового состава; 7 – месторождения золота

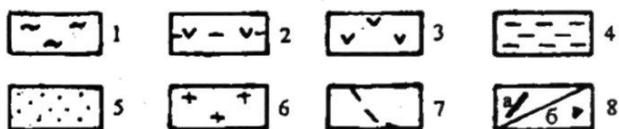
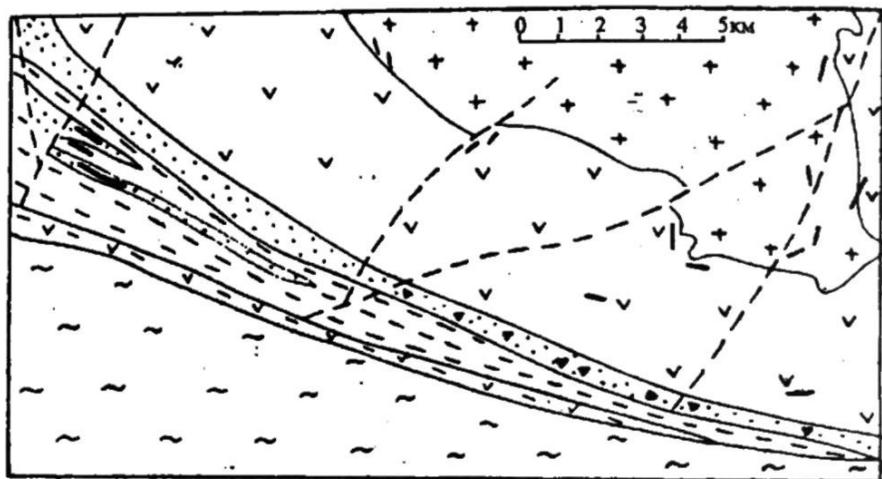


Рис. 4. Размещение золоторудных тел в поясе Булавайло

1 – гнейсы; 2 – амфиболовые сланцы; 3 – метаандезиты; 4 – верхнеархейские филлиты; 5 – аркозы и конгломераты с прослоями железистых кварцитов; 6 – граниты; 7 – разломы; 8 – а) золоторудные проявления; б) золотоносные прослои в железистых кварцитах

Силлы и дайки древних ультраосновных пород из-за значительной вязкости и пластичности неблагоприятны. Наиболее распространены следующие рудные формации: золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая или золото-сульфидная.

Рудные тела представляют собой стратифицированные зоны сульфидной вкрапленности или секущие кварцевые, сульфидно-кварцевые жилы, прожилки и штокверки. Как правило, они имеют небольшую мощность (0,1-1,5 м, редко в раздувах до 3-5 м), четковидную форму, часто полностью выклиниваясь по простиранию и падению, а затем появляясь вновь. Среди сульфидов преобладает пирит, арсенопирит, пирротин, значительно меньше распространен халькопирит; редко и в незначительных количест-

вах присутствуют тетраэдрит, галенит, сфалерит, борнит, ковеллин и другие. На отдельных месторождениях распространена висмутовая или теллуридная минерализация.

Золото, обычно высокопробное, тонкодисперсное, видимое встречается в кварцевых жилах. Оно концентрируется в сульфидах и теллуридах, окислах железа, кварце и хлорите, реже в альбите и карбонатах. Наибольших концентраций его содержание достигает в арсенопирите (более 5000 г/т), пирите (до 5000 г/т), в пирротине и халькопирите (до 3000 г/т), в гематите (до 1000 г/т).

В сульфидах и окислах железа золото наиболее мелкое и входит на уровне атомов в деформированную кристаллическую решетку или проявляет изоморфизм в катионной или анионной форме. Более крупное заполняет пространство, вызванное этими деформациями, а самое крупное – коррозионные пустоты. В силикатах и трещинках рудных минералов выделяется крупное свободное золото с размером частиц 50 и более микрон. При этом всегда присутствует невидимое тонко рассеянное золото в сульфидах, силикатах, кварце и окислах железа.

Рудные зоны и тела независимо от степени прогрессивного метаморфизма сопровождаются околорудными изменениями, которые выражаются в окварцевании, альбитизации, эпидотизации, серицитизации, турманилизации, хлоритизации, реже карбонатизации и отальковании. Промышленные месторождения образуются в зеленокаменных породах, которые испытали метаморфизм от зеленосланцевой до низов амфиболитовой фации. При этом в зеленосланцевой фации количество проявлений золотой минерализации больше, но они мельче по масштабу. С увеличением степени метаморфизма количество проявлений уменьшается, но возрастает их масштаб. Причины этой закономерности отчасти показаны Л. В. Эйришом (Эйриш, 1981), И. Ж. Филлипс (Phillips and et., 1984).

Определяющую роль в локализации оруденения играют структурный и литологический контроли. Первый вследствие складчатости и разрывных нарушений обуславливает повышенную проницаемость пород, а второй служит геохимическим барьером для осаждения металла. Большинство исследователей склоняется к метаморфогенно-гидротермальному механизму

формирования этих месторождений (Phillips and et., 1985; Буряк, 1983; Некрасов, 1988). При этом обычно, выделяется несколько этапов отложения золотой минерализации, которые соответствуют по месту и времени заложению различных складчатых и разрывных структур. В последующем они могли претерпевать различные изменения в связи с внедрением гранитоидных интрузий или вовлечением в тектоно-магматическую активацию. Действия этих процессов неоднозначны, так как приводили не только к разубоживанию, но и к увеличению концентраций в уже сформированных рудах.

### **О классификациях геолого-промышленных типов месторождений**

В основу классификаций эндогенных месторождений обычно положены особенности генезиса, условия кристаллизации руд, минеральный состав и количественные соотношения рудных и жильных минералов, принадлежность к той или иной рудной формации, генетическая связь с магматизмом и различными этапами формирования складчатых поясов. Несколько обособленно выделяются классификации, основанные на морфологии рудных тел. Однако, ни одна классификация не выявила из общей массы месторождений промышленно важные типы. Подобный анализ этих классификаций можно найти у С. Д. Шера (1972) и Е. М. Некрасова (1988). Особого внимания заслуживает классификация последнего автора, разработанная для всех эндогенных месторождений золота. Она позволяет определить стратегическое направление поисков эндогенных золоторудных месторождений.

Для месторождений древних зеленокаменных поясов (ЗКП) наиболее интересна классификация Р. Фриппа (1980) и подходы к систематике Г. В. Ручкина, Ю. Н. Дерюгина (1987) и Е. М. Некрасова (1988). Р. Фрипп (1980) на основе анализа структурного положения, состава и морфологии рудных тел, количественной характеристики золотой минерализации выделил 4 типа месторождений:

1) стратиформные месторождения с рассеянной сульфидной вкрапленностью в железистых толщах (25% из архейских комплексов). Они подразделяются по фациям железистых пород на месторождения среди окисной, сульфидной и наиболее продуктивной карбонатной фаций;

2) послонные "массивные" (колчеданные) сульфидные руды (встречаются редко);

3) секущие и согласные кварцевые жилы, штокверки и зоны окварцевания с незначительной сульфидной вкрапленностью или без нее в вулканогенно-терригенных породах (более половины добычи);

4) послонная рассеянная минерализация в обломочных породах, представленная пиритом или арсенипиритом с золотом (залежи редки, но достигают большой мощности).

В комбинации с этой классификацией обычно используют деление рудных тел по морфологическим классам, среди которых выделяют: 1) простые жилы; 2) сложные жилы; 3) жильные зоны; 4) зоны вкрапленности; 5) согласные линзовидные залежи; 6) штокверки в сочетании с жилами; 7) сочетание жил, жильных зон; 8) сочетание зон вкрапленности и согласных сульфидных залежей. Эта классификация отражает степень сложности рудных залежей, особенности их внутреннего строения и формы. Из известных классификаций такого рода наиболее проста, не требует трудоемких петрологических и литолого-фациальных исследований, что определяет широкую доступность в практическом использовании.

Немалый интерес представляет классификация золоторудных месторождений Г. В. Ручкина и Ю. Н. Дерюгина, основанная на типе и характере рудовмещающих толщ. Однако дробное выделение признаков, трудоемкость и существенная доля субъективного фактора в определении рудовмещающих пород ограничивают возможности ее практического использования. Заслуживает внимания подход Е. М. Некрасова, который использует для выделения основных подразделений структурно-формационные признаки с последующим внутренним делением по форме рудных тел и залежей. Несмотря на доступность приведенных классификаций, ни одна из них не удовлетворяет их практическому использованию в поисковых целях. Поэтому мы предлагаем комбинированную классификацию, которая явля-

ется синтезом вышеупомянутых. В ней месторождения сгруппированы по комплексам рудовмещающих пород, среди которых выделены 1) metabазитовый; 2) джеспилитовый; 3) вулканогенно-осадочный; 4) терригенный; 5) железисто-карбонатный. Названия комплексов для краткости даны условно. Подробно они расшифровываются при описании месторождений этих комплексов.

### Особенности проявления золотой минерализации в ЗКП

На примере зарубежных золоторудных месторождений зеленокаменных поясов нами сделана попытка показать многообразие их проявлений, систематизировать, выявить общность и различия геологической позиции, строение и состав рудных тел и околорудных метасоматитов. Литературный обзор явился результатом систематического подбора материала по отечественным и зарубежным публикациям. Для многих конкретных месторождений и рудных полей использованы статьи, обзоры и сводки в оригинале.

Часто публикации содержат обзор нескольких месторождений. Во избежание повторяемости и загромождения текста ссылками имеет смысл привести основные из них в начале, а на статьи, описывающие отдельные месторождения, делать ссылки по ходу изложения. В основе обзора использованы сводки по геологии зарубежных золоторудных месторождений. С. Д. Щера (1972, 1974), Е. М. Некрасова (1988), а также Е. З. Горбунов (1975), А. С. Марфурин (1987), Полезные ископаемые Австралии... (1980), Рудные месторождения США (1972), Геология и экономика золоторудных... (1972), И. С. Рожков (1966), Е. М. Некрасов (1983), Геология и полезные ископаемые... (1980), Д. В. Рундквист, В. Б. Дагелайский (1985), Ю. Г. Сафонов и др. (1982), Е. Н. Chown and et. (1982), J. B. Henderson (1985), S. Fomich (1986), G. Spray John (1986), Maunt Magnet (1988), W. Natarajan and M. Mukherjee (1986).

Месторождения metabазитового комплекса. Они расположены непосредственно среди пород основного и ультраосновного составов. Обладают наибольшими запасами, вертикальным размахом и масштабами оруде-

нения. Более распространены секущие рудные тела и залежи, состоящие из мелких жил и прожилков с сульфидной вкрапленностью. Для оруденения характерны рассеянные формы минерализации с преобладанием тонкодисперсной фазы выделения золота в сульфидах или теллуридах, реже более крупных ее частиц в кварце или альбите. Распределение золота крайне неравномерное, богатые рудные участки резко переходят в совершенно безрудные, не образуя каких-либо заметных ореолов рассеивания. Широко распространены метасоматические изменения, которые выражаются в окварцевании, хлоритизации, альбитизации, эпидотизации, турмалинизации, мусковитизации, сульфидизации, реже отальковании и карбонатизации. Преобладает зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма, отчасти амфиболитовая. В рудных полях характерно проявление зонального метаморфизма.

Природные условия локализации золотой минерализации весьма разнообразны и не укладываются в рамки существующих классификаций. С долей условности их можно разделить на месторождения в собственно metabазитовых толщах и в хрупких образованиях. Чаще те и другие пространственно совмещены и распространены в пределах одного рудного поля или даже месторождения.

Примером месторождений такого типа являются:

Рудное поле Поркьюнайн (Канада). Включает месторождения Холлинджер, Мак-Интайр, Коннорэм, Монетта. Рудное поле Ред-Лейк. Основные месторождения Кембелл и Диккенсон. Рудное поле Йелоунайф. Наиболее крупное месторождение Джант-Йелоунайф, менее значительны Кон и Рикон. Месторождение Керр-Эдисон на юге пояса Абитибн. Рудное поле Калгурли (Западная Австралия) включает шесть месторождений, наиболее интересные из которых Голден-Маил и Грин Лидер. Рудное поле Колар (Индия). В Зимбабве (Южная Африка) месторождение Булавайло.

Таким образом, месторождения рассматриваемого комплекса выделяются рядом важных геологических позиций: 1) золотая минерализация тяготеет к metabазитам толентового и коматнитового ряда, и только незначительно располагается в породах ультраосновного и кислого составов. Еще реже она проявлена в разновозрастных прослоях метасадочных по-

род; 2) оруденения контролируются зонами повышенной проницаемости, обусловленными тектоническими движениями; 3) наиболее благоприятным является метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации, развитие на площади зонального метаморфизма, 4) благоприятной средой для рудоотложения являются малые разновозрастные интрузивные тела основного – кислого состава; 5) рудные тела представлены маломощными золотоносными зонами, редко переходящими в сплошные кварцево-жильные зоны и залежами с вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализацией. Характеризуются отсутствием вертикальной и горизонтальной зональности, относительно маломощными околорудными изменениями; 6) состав элементов примесей рудных тел колеблется в широком диапазоне и, по-видимому, определяется составом вмещающих пород.

#### Месторождения джеспилитового комплекса.

В Канаде находится месторождение Лупин (киватинский тип). В Зимбабве расположена многочисленная группа мелких и очень мелких (до 1 т) месторождений золота в относительно небольших зеленокаменных поясах (трогах) (Южная Африка). Более крупные месторождения, как правило, комбинированные и сочетают несколько типов месторождений. Основные районы золотодобычи: Кве-Кве и Булавайло, Кем Мотор и Глоб Фенникс; Солсбере. Рудное поле Амалия (Veitchombe, 1986) (Южная Африка). В одноименном зеленокаменном поясе расположено 3 месторождения: Абельскоп, Гудплейс, Бозменрус, Месторождение Гейта (Танзания, Западная Африка).

Таким образом, месторождения золота железистых кварцитов достаточно распространены и занимают определенную геологическую позицию. Она выражается в следующем: 1) промышленное оруденение в железистых кварцитах приурочено к зеленокаменным поясам платформенной фазы развития (по Д. Гровсу, У. Бэтту); 2) железорудные горизонты, как правило, подстилаются толщей метабазальтов или метаультрабазитов. При их отсутствии месторождения не образуется; 3) золотая минерализация тяготеет к итабиритам, границам пластов сульфидной или карбонатной фации, носит стратифицированный характер, представлена вкрапленным и прожилково-вкрапленным типом; 4) ведущее значение на оруденение оказыва-

ет структурный контроль, который выражается в формировании зон повышенной проницаемости в местах совместного воздействия различных тектонических структур; 5) оруденение не распространяется в перекрывающих железистые кварциты осадочных толщах; 6) в подстилающих зеленокаменных породах промышленные концентрации тяготеют к пересечению разломов и зон расщелачивания.

#### Месторождения вулканогенно-осадочного комплекса.

В эту группу отнесены месторождения золота, локализующиеся в толщах с преобладающим развитием кислых метавулканитов и метаосадочных пород. Они, как правило, залегают с угловым несогласием на зеленокаменных породах, в меньшей степени дислоцированы и метаморфизованы. Рудные залежи формируются в мелких интрузивных телах жильного типа или на контактах отличных по химическому составу пород.

Наиболее крупные месторождения содержат запасы в первые сотни тонн, характеризуются преобладанием относительно простых по морфологии и составу рудных залежей с наибольшей из всех рассматриваемых месторождений размерностью золота (присутствует до 20% золота, видимого невооруженным глазом). Как правило, руды несут много сопутствующих компонентов, сульфидов и теллуридов, которые, по-видимому, заимствуются из подстилающих толщ (например, месторождение Кеклейнд-Лейк унаследует теллуриды и элементы-примеси вмещающей толщи рудного поля Поркьюпайн). В Канаде это месторождения Кеклейнд-Лейк, Сигма-Ламак, Престон Ист Доум.

Второй тип представлен жилами сульфидно- и сульфидно-турмалин-кварцевого состава, локализующимися вдоль зон расщелачивания. Мощность жил от 0,1 до 1,5 м, протяженность до 150 м. В участках, примыкающих к ним и смятых в псевдоскладки волочения, развиты прожилковые руды. Жилы четковидного строения. В околожильных метасоматитах и рудных зонах проявлена вкрапленность пирита, шеелита, арсенопирита, пирротина, халькопирита, сфалерита и галенита. Полевошпатовые порфиры окварцованы и серицитизированы. Среднее содержание золота в рудах 9 г/т, извлекаемое – 7,5 г/т. Добыто 48 т. Месторождение Малартик-Голд-

Филдз, Рудное поле Хемло. В Южной Африке в Зимбабве находится месторождение Ком-Мотор.

В месторождениях рассматриваемого комплекса наметилась следующая геологическая позиция: 1) рудовмещающая толща представлена верхнеархейскими образованиями, которыми завершается развитие вулканизма древних зеленокаменных поясов. Они непосредственно залегают с угловым несогласием на зеленокаменных породах, характеризуются преобладанием кислого вулканизма и широким распространением метаосадочных пород; 2) золотое оруденение приурочено к малым близко возрастным интрузивным телам, внедрившимся по долгоживущим разломам, или к тектоническим ослабленным формационным контактам пород.

#### Месторождение терригенного комплекса.

Такие месторождения расположены в слабо метаморфизованных терригенных породах верхнеархейского-нижнепротерозойского возраста. Они представлены пластами песчаников, алевролитов, филлитов, граувакк, конгломератов с прослоями карбонатных (кальцит-доломитовых) пород и кислых вулканитов. Золотоносность проявляют только те толщи, в основании которых лежат более древние зеленокаменные породы. Рудные залежи формируются в местах пересечения разрывных нарушений, при пересечении ими шарниров складок, между разломами в местах благоприятных по проницаемости пород. При этом гидротермально-метасоматические процессы проявляются только в рудных телах и почти не распространяются во вмещающие породы.

Золото мелкое, высокопробное, заключено в кварце, пирите и халькопирите. Содержания средние и бедные, но масштабы оруденения значительны. Увеличение содержания золота и его размерности происходит в зонах окисления, которые могут распространяться на глубину до 400 м (м-е Телфер). Иногда из этих месторождений добывают и серебро. В Канаде расположено месторождение Пеймор-Брулен. В Западной Австралии (блок Пилбара) месторождение Телфер (Fyfe, 1985), месторождение Блу-Спек. В Африке месторождение Ашанти.

Таким образом, в месторождениях этого комплекса наметились следующие принципиальные позиции: 1) заложение рудовмещающих терри-

генных толщ происходит непосредственно на гранито-зеленокаменном основании архея; 2) оруденение приурочено к системам разломов и зон расланцевания глубинного заложения. Золотая минерализация локализуется в зонах сочленения разломов при пересечении ими шарниров складчатых структур или между сближенными разломами в более пористых породах.

#### Железисто-карбонатный комплекс.

Название его предложено нами условно. Как и в предыдущем комплексе, в его строении участвуют слабо метаморфизованные метаосадочные породы – филлиты, граувакки, кремнистые, хлоритовые и графитистые сланцы, в которых содержатся горизонты наибольшей мощности сидероплезит-кварцевых и куммингтонитовых, гематитовых сланцев и железистых кварцитов. От строения предыдущего комплекса отличается наличием железосодержащих карбонатитов, что предопределяет своеобразие проявлений в них золотой минерализации. В этом комплексе, также как и в вышеохарактеризованном, месторождения золота образуются лишь в том случае, когда они перекрывают зеленокаменные породы верхнеархейского возраста или находятся в непосредственной стратиграфической или площадной близости.

Рудные залежи формируются на пересечении железисто-карбонатных пород крутопадающими зонами расланцевания или разрывных нарушений и не выходят за их пределы. Руды комплексные, помимо золота из них извлекают серебро и медь, реже висмут и мышьяк. Внимания заслуживает золотоносность магнетита этих месторождений. Среди окolorудных изменений выделяется хлоритизация, окварцевание, сульфидизация, реже графитизация.

В США (юг канадского щита) это месторождение Хомстейк, в Австралии это рудное поле Тенант-Крик (блок Пилбара), в Бразилии месторождение Морро-Велью. Расположено в пределах крупнейшего железорудного района Минас-Жераис среди вулканогенно-терригенной толщи зеленокаменного пояса верхнего архея.

Таким образом, в месторождениях этого комплекса наметились три принципиально важные позиции: 1) рудовмещающие толщи расположены не на гранулит-гнейсовом основании, а над зеленокаменными архейскими

поясами; 2) в хемогенно-терригенных толщах определяющую роль на формирование промышленных концентраций золота оказывает литологический контроль со стороны железисто-карбонатных пород. Немаловажным является железистость карбонатных отложений, которые в начальной стадии гидротермально-метасоматической переработки способствуют образованию магнетита, являющегося катализатором при осаждении золота из раствора; 3) четкий структурный контроль, выражающийся в приуроченности оруденения и пересечении зонами регионального расланцевания и разломов антиклинальных частей складок, где железисто-карбонатная толща оказывается наиболее компетентной.

### Рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки золоторудных месторождений в древних зеленокаменных поясах

Приведенный литературный обзор показал, что месторождения золота в зеленокаменных поясах характеризуется длительной многоэтапной историей формирования. Первичное сингенетическое накопление вещества произошло в древних вулканитах, содержащих тонкодисперсные сульфиды с золотом. Кларк золота в этих породах колеблется от 3-12 мг/т. Всплеск золотоносности в верхнем архее обусловлен широким проявлением метаморфизма амфиболитовой фации, в условиях которой происходил вынос золота из зеленокаменных пород в зоны эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации. Наиболее удачную генетическую модель этого процесса разработали Ж. Филлипс Д. Гровс (Phillips and et., 1984; Phillips and et., 1985). Наглядное представление создает приведенная ими схема (рис. 3). По их представлениям мобилизованное золото в форме простых сульфидных комплексов выносилось метаморфическими флюидами по зонам разуплотнения в нейтральной или слабощелочной среде. Падение температуры и давления, окисление флюида и изменение его pH, богатые железом толщ, выступающие в роли катализатора, послужили причиной осаждения золота. Наиболее оптимальные условия для этого создавались в зонах эпи-

дот-амфиболитовой фации метаморфизма. Этим, по их мнению, объясняется то, что все крупные промышленные месторождения в зеленокаменных породах находятся в областях развития этой фации. Отсутствие вертикальной зональности и, отчасти, крайне неравномерное распределение обусловлено, по их мнению, примерно одинаковой температурой разогрева вмещающих пород и образования рудной минерализации. Ими отмечается корреляция между большими месторождениями золота в Западной Австралии и богатыми коматитами рифтовых зеленокаменных поясов. Не касаясь обсуждения этой модели и вопросов генезиса, которые чрезвычайно трудоемки в доказательствах и носят больше прикладной характер, ограничимся рассмотрением факторов геологического контроля золотой минерализации в древних зеленокаменных поясах.

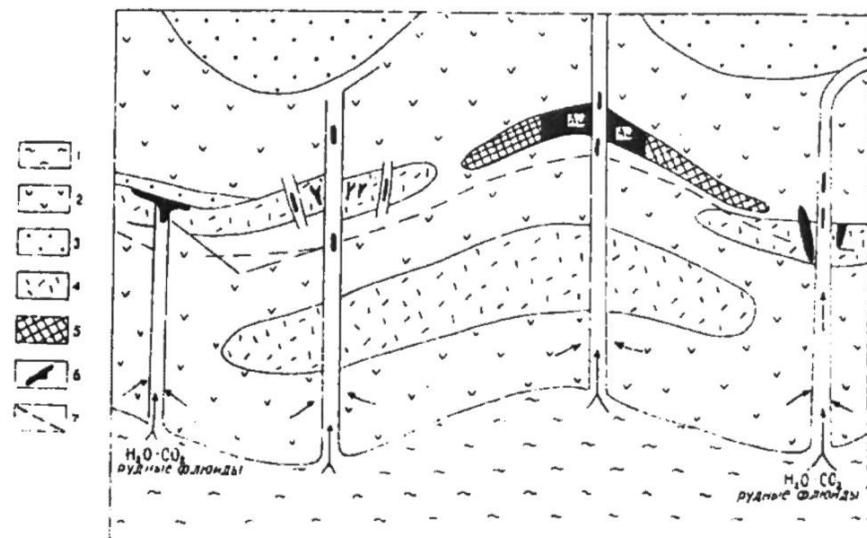


Рис. 5. Схема метаморфогенно-гидротермального рудообразования золота по Филлипсу и Гровсу

1 – зона высокой амфиболитовой фации метаморфизма; 2 – вулканиты основного состава; 3 – осадочные породы; 4 – обогащенные железом толщ; 5 – железные руды; 6 – золоторудные тела; 7 – зона перехода от амфиболитовой фации к зеленосланцевой

**Геотектонические факторы.** Несмотря на первостепенное значение и многогранность проявления, геотектонические факторы исследованы и оценены недостаточно. Рассмотрим данную группу факторов по типам тектонических движений, последовательно сменяющих друг друга в полном цикле развития зеленокаменных поясов: 1) эпейрогенические конседиментационные; 2) куполообразующие – периода гранитизации; 3) разрывные синорогенетические; 4) эпейрогенические посторогенные. Это возможно при сопоставлении тектонотипов железорудных формаций докембрия в регионах, которые отличаются по степени проявления 2, 3 и 4 преобразующих этапов тектонических деформаций и движений.

1 этап характеризует тектонический режим периода накопления рудоносных формаций. Относительно достоверно о его влиянии можно судить только на примере архейских супракрустальных толщ блока Йилгарн 3. Австралийского щита. Именно здесь близка к истине отмеченная схема Д. Гровса и У. Бэтта (Гровс, Бэтт, 1987) о двух тектонических режимах накопления осадочно-вулканогенных толщ – продолжительном платформенном (более 0,3 млрд лет) и относительно кратковременном рифтовом (до 0,1 млрд лет).

В названной схеме важны два обстоятельства: во-первых, возможность "распознать" площади платформенного режима по широкому развитию фациальноустойчивых толщ железистых кварцитов, парагенетически сопряженных с толщами, главным образом, основных метавулканитов. В отличие от них площади рифтового режима характеризуются широким развитием коматиитов, мощных толщ базальтов с развитием маломощных фациально-неустойчивых толщ метаосадочных пород и железистых кварцитов. Вторым следствием представляется прямая зависимость металлогенных ассоциаций от каждого режима. В частности, уникальные и крупнейшие месторождения золота сопряжены с коматиитами и подушечными лавами рифтовых зон, а месторождения золота в железистых кварцитах с метадолеритами и толеитовыми metabазальтами платформенного режима. Присутствие коматиитов, подстилающих железные руды, не обязательно.

2 этап соответствует периоду формирования синтектонических диапировых гранито-гнейсовых куполов среди супракрустальных толщ. В блоке Йилгарн он проявился только в форме верхнеархейских плагиогранитовых

куполов, а в других провинциях еще и в форме мощных куполов нижнепротерозойских микроклиновых гранитов и мигматитов (1,9-1,7 млрд лет).

Влияние данного типа тектонических движений с очевидностью проявляется в резком изменении условий залегания рудовмещающих толщ метавулканитов и железистых кварцитов, так как появление куполов сопровождается образованием сложных синформ и других складок облекания, а также уничтожением продуктивных толщ в кровле диапировых структур. Конкретное же воздействие таких процессов на образование и размещение золоторудных и иных месторождений пока изучено плохо и определяется лишь общими представлениями о регенерирующей роли процессов гранитизации.

3 этап условно объединяет процессы формирования региональных разломных структур, в т. ч. глубинных разломов. С ними связана коренная перестройка плана предшествующих деформаций и окончательное оформление крутопадающих, обычно моноклинально-чешуйчатых поясовых структур зеленокаменных толщ. Особенно сильно влияние этого этапа в областях платформенного режима, которые расчленяются на линейные зоны, подобные рифтовым поясам. Этим маскируется первоначальное различие в плане деформаций платформенных и рифтовых структур.

Однако более очевидна и важна главная металлогеническая роль разломов и сопряженных с ними зон расщепления, внутри которых размещается подавляющая часть золоторудных и других месторождений. Ярким примером этой роли является разлом Лардер-Лейк на Канадском щите, который протягивается на 240 км при ширине около 6,5 км и контролирует зеленосланцевый пояс Абитибби. Внутри он представляет зону интенсивной складчатости и разрывных нарушений подчиненного ранга (в основном согласных со сланцеватостью пород). Именно здесь сосредоточены крупные и уникальные месторождения золота, характерные для зеленокаменных поясов.

4 этап, как и первый, обусловлен эпейрогеническими движениями преимущественно восходящего направления. Им обусловлен эрозионный срез поясов, глубина которого по геофизическим данным заключена в вертикальном интервале не менее 10 км, например глубина криворожского

пояса (Кравченко и др., 1986). К сожалению, достоверные критерии для конкретного суждения о положении в вертикальном разрезе зеленокаменных поясов продуктивных металлогенических уровней отсутствуют.

Приведенные соображения о роли геотектонических факторов, наряду с неоднократным и разным по интенсивности их проявлением в конкретных поясах, показывают, что металлогеническая специализация всегда зависит от комбинации рассмотренных факторов, а не от одного из них.

Магматические факторы принадлежат к ведущим и выполняют двоякую роль. В стратиграфических толщах зеленокаменных поясов вулканиты основного и ультраосновного состава, отчасти синтетектонические комагматические интрузивы, являются главным источником золота в промышленных месторождениях. В этом отношении наиболее благоприятны толеитовые metabазальты с первичным кларком 6-12 мг/т. Повышенный кларк золота обусловлен наличием сульфидов меди и железа.

Роль более поздних, в том числе посторогенных, диапировых, микробластовых, трещинных, субвулканических комплексов малых интрузивных тел, с которыми сопряжено значительное число месторождений, оценивается иначе. Такие комплексы рассматриваются как благоприятные из-за хрупкости вмещающей среды при регенерации золота за время всплеска тектонической активизации консолидированных областей. Они также способствуют мобилизации золота в растворы и расплавы, переносу и отложению в экзоконтактных зонах интрузивов, в том числе на вышележащих структурных этажах.

Ассимиляция магматическим расплавом ранних месторождений определяет их металлогеническую специализацию. Золото выделяется при становлении вместе с флюидами или же под воздействием автотомата концентрируется в жилах внутри самого интрузивного тела. Очевидно, наиболее распространен этот процесс был до раннего протерозоя месторождения Керкленд-Лейк. Не исключена возможность проявления такого типа золоторудной минерализации и в последующие эпохи.

Таким образом, зеленокаменные породы явились источником золота для переотложения и концентрации в промышленных масштабах. Связь зеленокаменных пород с месторождениями, образовавшимися на более

высоких стратиграфических уровнях, осуществлялась по глубинным разломам, через дайковые комплексы, за счет ассимиляции интрузивными ранними месторождениями и выноса их вещества в перекрывающие зеленокаменные толщи породы.

Явления регенерации золота отличаются независимо от возраста тектоно-магматической активизации, петрохимического состава и морфологических особенностей регенерирующих интрузивных комплексов. Среди них известны как позднерехейские гранат-порфиры (Керкленд-Лейк, Колар и др.), так и более молодые дайки и штоки гранодиоритов и сиенит-порфиров (рифейские и палеозойские месторождения Урала, мезозойские Ц. Алдана, кайнозойские месторождения Карпат).

Полезно заметить, что появление золота в палеозойских скарново-магматических рудах Урала отмечается только в тех районах, где в более ранних (протерозойских, рифейских) образованиях наблюдаются рудопоявления золота и железа. Аналогичным примером может служить золотая минерализация в г. Олекминске на горе Сопка, где в контактовых скарнах щелочно-земельных порфиров с магнетитовой минерализацией сопряжена золотая. Источником и того и другого металла могли быть залегающие на глубине под Олекминском железистые кварциты Чаро-Токкинской зоны, которые прослежены геофизическими методами.

Геохронологические факторы. Максимальное количество и наиболее крупные по масштабам месторождения золота наблюдаются в верхнерехейских комплексах с возрастом 3,0-2,6 млрд лет.

В рифтовых зонах самые крупные месторождения в еще более узком интервале 2,8-2,6 млрд лет. В геологической истории развития Земли этот период явился первым глобально распространенным этапом формирования промышленных концентраций золота. В значительной мере эта эпоха определила последующие концентрации золота в конгломератах протерозойского возраста и, возможно, сыграла определяющую металлогеническую роль при заложении на окраинах щитов молодых подвижных поясов.

Метаморфические факторы имеют основную рудомобилизующую роль в перераспределении первичных кларковых концентраций золота. Благодаря широкому развитию амфиболитовой фации метаморфизма (областей

выноса рудогенных элементов) верхне-архейская эпоха явилась уникальной и неповторимой в формировании крупнейших месторождений золота в метабазит-ультрабазитовых толщах и железистых кварцитах.

В последующих периодах развития кратонов амфиболитовая фация регионального метаморфизма не проявляется. Как следствие, месторождения золота, где не установлен метаморфизм амфиболитовой фации, отсутствуют. В лучшем случае, метаультрабазит-базитовых комплексах имеющих другие стадии метаморфических изменений, происходит лишь локальное перераспределение золота с формированием мелких рудопроявлений. Так, в ультраосновных породах массива Рай-Из (восточный склон Полярного Урала) в оливине и магнетите наблюдаются выделения каплевидного золота до 30 мкм. Массив метаморфизован в условиях зеленосланцевой фации. В приразломных зонах сильно рассланцован, а его степень метаморфизма увеличивается до эпидот-амфиболитовой фации и сопровождается локальным метасоматозом. В таких зонах формируются мелкие рудопроявления золота, а первичное магматическое золото из оливина и магнетита в рассланцованных ультрабазитах исчезает. В них заметно понижается фоновое содержание золота.

Некоторые мезозойские разновидности долеритов Сибирской платформы характеризуются очень высоким фоновым содержанием золота (до 44 мг/т). Однако на площадях их развития ни одного месторождения золота не выявлено. Причиной может быть крайне слабая степень метаморфических изменений пород, ограничивающихся автометаморфизмом. В заключение необходимо отметить, что подавляющая часть крупных промышленных месторождений золота в древних зеленокаменных поясах расположена в пределах развития эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма низких давлений. В меньшей степени они наблюдаются среди зеленосланцевой и единичные в низах амфиболитовой фации. Превышение названного уровня метаморфизма не способствует концентрации золота и приводит к его рассеиванию.

Структурные факторы – неотъемлемая часть геотектонических, но проявившихся локально на уровнях золоторудных полей, месторождений и залежей. Месторождения и поля расположены по простиранью главных по

значению рудоконтролирующих разломных структур неравномерно – узлами или районами, которые занимают площадь от десятков до первых сотен км<sup>2</sup>. Положение рудных узлов контролируется совмещением крупных структурных элементов с зонами благоприятного влияния литологических, магматических и метаморфических факторов. При этом среди крупных структур отмечается:

– участки пересечения региональных зон расланцевания и изломов (в том числе глубинных) с локальными зонами того же типа;

– прибортовые части ЗКП, особенно нарушенные в исходных рифтовых структурах при последующих подвижках;

– изогнутые участки поясов, осложненные разрывными нарушениями.

Непосредственная роль локальных структурных форм сводится к созданию различными способами зон повышенной трещиноватости (проницаемости). В числе "малых" структурных форм золоторудных месторождений названы: – дополнительная или наложенная на продольную поперечная складчатость, складки волочения; – межпластовые срывы и кливаж в шарнирных частях складок, пересеченные разломами шарниров складок и вообще наложение мелких сбросов на складчатую структуру или, наоборот, складчатости на более ранние разломы; сближенные или пересекающиеся средне- и мелкоамплитудные разломы, зоны брекчирования разрывывания; – возможные комбинации перечисленных форм (рис. 4, 5).

Литолого-фациальные факторы выполняют функцию благоприятной среды для рудоотложения. В этой роли выступают железистые кварциты – наиболее компетентные и геохимически активные породы среди метаосадочных и метабазитовых пород. Столь же ярко выраженную благоприятную роль играют пласты железисто-карбонатных пород в мощных метаосадочных толщах. Более завуалирована роль высокожелезистых толеитовых мафитов и метатуфов, карбонатизированных метадолеритов и метабазальтов.

Благоприятное рудоконтролирующее значение проявляют синтетектонические близковозрастные малые интрузии габбро, диабазов, гранодиоритов, кварцевых порфиритов и пегматитов. Являясь более хрупкими по

сравнению с вмещающими породами образованиями, они выступают в роли рудоподводящих и рудолокализирующих тел.

Обращают внимание значения рассматриваемых факторов в качестве индикатора размыва и переотложения золота из нижних стратиграфических подразделений в верхние существенно терригенные.

**Геохимические факторы.** Зеленокаменные пояса характеризуются аномально повышенным содержанием золота относительно регионального фона. На площади рудных полей и месторождений характерна высокая дисперсия распределения золота с вариациями в 3-4 порядка (Рундквист и др., 1989). Важно обратить внимание на тот факт, что содержание золота во вмещающих породах вблизи месторождений часто уменьшается на порядок по сравнению с региональным уровнем. Последнее, вероятно, связано с его выносом из окколорудных зон и переотложением рудного вещества пределах рудных залежей. Золотому оруденению часто сопутствуют геохимические аномалии теллура, мышьяка, серебра, меди, вольфрама, свинца, цинка; бария, бора, фтора, висмута, в некоторых – кобальта, титана. Благоприятны повышенные концентрации никеля и кобальта в пиритах и пирротинах (содержание никеля 0,02-0,1%, кобальта – 0,07-0,12% при отношении никеля к кобальту в пирите 1,5-3, в пирротине – 7,2-9,7). Во вмещающих метасоматитах благоприятные отношения кальция к магнезию 0,3-0,5, коэффициента щелочности 0,18-0,22.

**Минералогические критерии.** Наиболее наглядны и отмечаются систематически. В их числе:

- наличие свободного золота в перекрывающих рыхлых отложениях;
- интенсивные окколорудные гидротермально-метасоматические, отчасти секретионные, изменения пород в виде окварцевания, карбонатизации, серпентинизации, хлоритизации, лиственитизации, оталькования, сульфидизации;
- развитие согласных рассланцеванию многократно повторяющихся прожилков кварца с вкрапленностью арсенопирита и пирита, в меньшей мере аналогичных по составу секущих прожилков;
- признаки антитаксиального заполнения жил (от центра к зальбандам), захват жилами обломков вмещающих пород, наложение на жилы

кварца рассланцевания и дробления с последующей цементацией сульфидным или кварц-серицитовым материалом;

– присутствие в кварцевых жилах или метасоматитах гематита или гидроокислов железа;

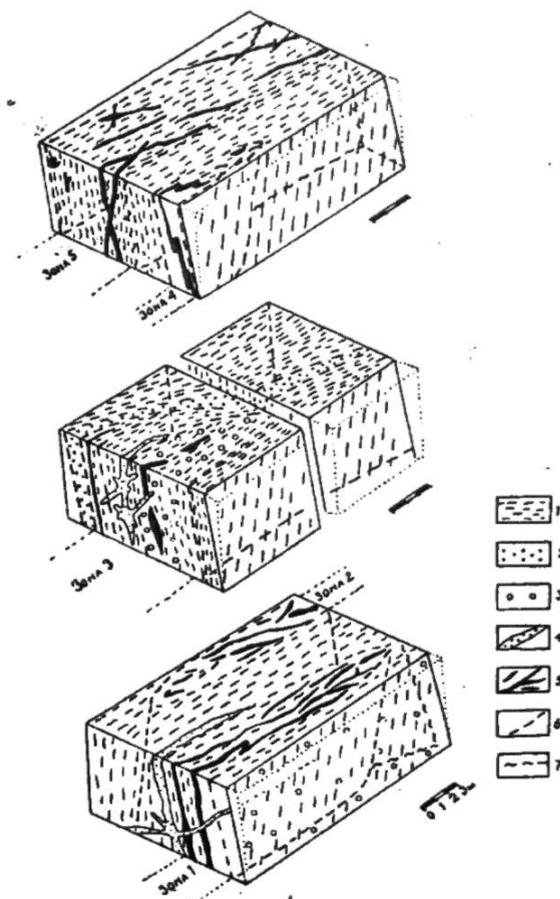


Рис. 6. Положение золоторудных тел в различных структурах

1 – направление рассланцевания вмещающих пород; 2 – гранатсодержащие кристаллосланцы; 3 – андалузитсодержащие кристаллосланцы; 4 – кварцевые жилы; 5 – золотосодержащие жилы; 6 – границы рудных тел; 7 – второстепенные разломы

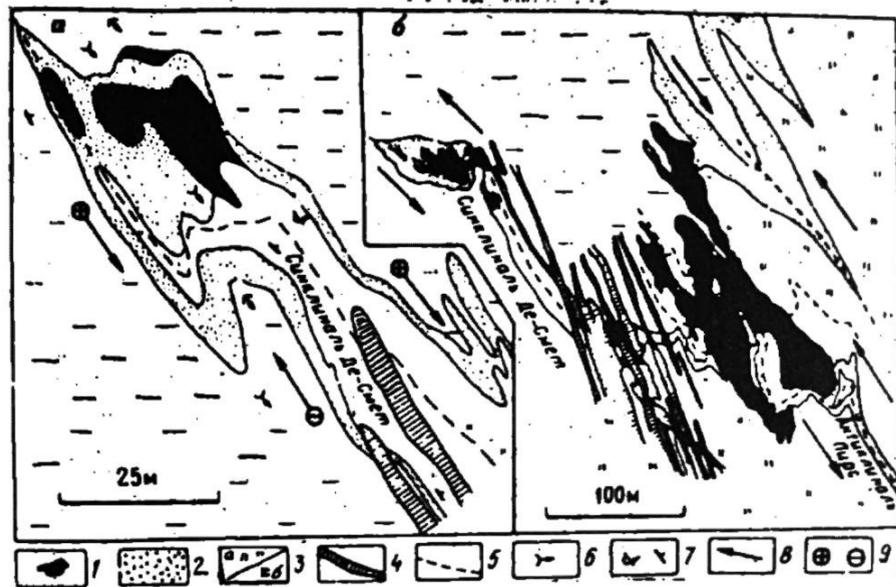


Рис. 7. Взаимоотношения золоторудных тел со складками на горизонтах 793 м (а) и 701 м (б)

1 – рудные тела, 2 – кумингтонитовые и карбонатно-кварцевые сланцы свиты Хомстейк, 3 – породы свит: а) Эллисон (филлиты и кварциты), б) Пуэрмен (графитизированные филлиты), 4 – дайки риолитов, 5 – оси складок, 6 – погружение килей и сводов складок, 7 – направление падения пород, 8 – направления перемещения (в плане), генерировавших складки волочения, 9 – то же в разрезе (+ воздымание, – погружение).

– наличие в околорудных метасоматитах арсенопирита, пирита, пирротина и халькопирита. При этом наиболее перспективны перекристаллизованные формы – метакристаллы и порфиробластические зерна;

– проявление кварц-турмалин-амфиболовых, альбит-серицит-кварцевых и кварц-турмалиновых метасоматитов с убогой пирит-арсенопиритовой минерализацией;

– наличие растворимых форм золота в сингенетичных сульфидах основных и ультраосновных магматических пород для его выщелачивания при метаморфизме.

**Формационные факторы.** Как и геотектонические, выполняют ведущую роль, в размещении конкретных месторождений. В литературном обзоре предложенная классификация на формационной основе наглядно отразила особенности геологической позиции месторождений золота в каждой выделенной формационной группе. Понимание этих закономерностей имеет принципиально важное поисковое значение. Рассмотрим возможности использования формационных факторов в аспекте поисковых критериев.

Месторождения метабазитового комплекса соответствуют рифтовой фазе развития зеленокаменных поясов. Критерии определения рифтовой фазы рассмотрены при описании геотектонических факторов. Золоторудная минерализация этой группы образуется в метабазитах и синтетектонических близковозрастных малых интрузивах, реже пегматитах и прослоях кислых вулканитов. При этом необходимо учитывать, что рудные жилы имеют четковидное и более сложное строение, состоят из маломощных золотоносных зон с крайне неравномерным распределением золота, иногда переходят в кварц жильные зоны и штокверки. Реже выделяются сульфидно-кварцевые жилы переменной мощности (0,1-3 м) и протяженностью до 150-400 м. По простиранию могут многократно повторяться, образуя рудное тело длиной до 6,5 км. Определяющее значение имеют зоны разломов и расщепления, шарнирные части складок, пережимы и межформационные срывы, складки волочения в зонах расслаивания, геохимические зоны выноса и привноса рудогенных элементов.

Месторождения джеспилитового комплекса соответствуют платформенной фазе развития зеленокаменных поясов. Золоторудная минерализация тяготеет к горизонтам железистых кварцитов. Особенно к нижним горизонтам сульфидной фации или итабиритовым рудам, к краевым частям карбонатной фации и значительно реже к окисной. Местоположение минерализации определяется сочетанием структурных факторов. Как правило, минерализация имеет стратифицированный характер. Не менее перспективными являются подстилающие горизонты железистых кварцитов – метавулканиты. Минерализация сопряжена с крутопадающими зонами разломов и расщепления и особенно тяготеет к местам их взаимного пересечения. Образуются штокверковые тела или непротяженные жильные зоны.

Месторождения вулканогенно-осадочного комплекса пространственно сопряжены с породами метабазитового комплекса. Золотая минерализация приурочена к близковозрастным синтетектоническим малым интрузиям и тектонически ослабленным зонам контакта разных по физико-механическим свойствам пород.

Месторождения в терригенном комплексе образуются только в том случае, если они залегают над зеленокаменными породами или в непосредственной близости от них. Золотая минерализация приурочена к отдельным пластам песчаников, реже к пластам граувакк и конгломератов. Оруденение контролируется глубинными зонами разломов, антиклинальными перегибами и брахиантиклинальными сводами при пересечении их региональными зонами расщепления.

Месторождения железисто-карбонатного комплекса локализуются при непосредственной близости к зеленокаменным породам. Оруденение контролируется глубинными зонами разломов и не выходит за пределы формации. Благоприятны сочетания антиклинальных перегибов и зон регионального расщепления. В целом, металлогения золота отражает общую металлоносность архейских комплексов, однако золотоносность конкретных зеленокаменных поясов в огромной степени зависит от благоприятного сочетания всех перечисленных выше рудоконтролирующих факторов. При этом следует иметь в виду, что первичные концентрации золота в вулканитах и терригенных породах вследствие последующего метаморфизма, деформации толщ и проявлений магматизма привели к пространственному совмещению вулканогенной, осадочной, метаморфогенной и гидротермально-магматогенной минерализации, что крайне затрудняет определение генетической сущности исследуемых золоторудных проявлений.

## Заключение

Обобщение и анализ имеющихся материалов по геологическому строению и металлогенической характеристике известных золоторудных месторождений мира дает основание надеяться на открытие подобных объектов и на Алданском щите. Изучение комплекса рудоконтролирующих факторов и поисковых признаков, включая геотектонические, структурные, магматические, метаморфические, геохронологические, геохимические и другие, помогут ускорить решение стоящей перед геологами Республики Саха (Якутии) задачи по открытию нового генетического типа для нашего региона месторождений.

Наиболее изученными в настоящее время на Алданском щите можно считать зеленокаменные пояса, расположенные в западной части Алданского щита в Чаро-Токкинском районе. Здесь в Темулякит-Тунгурчинском и Олондинском зеленокаменных поясах уже установлены рудопроявления золота, ассоциирующиеся с ультрабазит-базитовыми породами, формирующими зеленокаменные пояса.

## Литература

1. Буряк В. А. Генетическая модель метаморфогенно-гидротермального рудообразования // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1983. Т. 2. С. 139-144.
2. Геология и экономика золоторудных месторождений Африки, Америки и Австралии // Обз. инф. экон. минер. сырья и геол. развед. работ. М., 1982, С. 50.
3. Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов, данные по щитам южного полушария // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 264-285.
4. Горбунов Е. З., Делпаны Л. М. Генетические типы и рудные формации месторождений золота докембрия Африки // Геология и полезные ископаемые докембрия. М.: Наука, 1975. С. 112-133.
5. Гровс Д. И., Бэтт У. Д. Пространственные и временные вариации архейских металлогенических ассоциаций как отражение эволюции гранит-зеленокаменных областей на примере Западно-Австралийского щита // Геохимия архея. М., 1987. С. 96-142.
6. Казанский В. И., Ножкин А. Д. На совещании о рудоносных докембрийских троговых структурах Байкало-Амурского региона и их металлогения // Геология рудных месторождений. 1983. №6. С. 118-120.
7. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса / Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 390 с.
8. Моралев В. М., Рошкович Г. Р., Чешихина К. Г. Формационные особенности и металлогения докембрийских троговых структур // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, 1985. С. 15-20.
9. Некрасов Е. М. Гидротермальная природа руд золота, локализованных в железистых кварцитах: На примере месторождения Зимбабве // Известия АН СССР, сер. геология. 1983 №10. С. 109-121.
10. Попов В. Ю., Чайка В. М. Рудоносность зеленокаменных поясов. М.: ВИЭМС, 1985. 51 с.

11. Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи / Д. Барт, У. Джильом, В. Джексон и др.; Ред. К. Найт. Т. 1. М.: Мир, 1980. 658 с.
12. Рожков И. С. Золоторудное месторождение Колар // Геология рудных месторождений. 1966. Т. 8. №6. С. 4-21.
13. Рудные месторождения США / Под ред. Дж. Риджа. Т. 1. М.: Мир, 1972. 660 с.
14. Рундквист Д. В., Дагелайский В. Б. Новые типы руд докембрийских регионов и критерии их прогнозирования // Разведка и охрана недр. М., 1985. №2.
15. Ручкин Г. В., Дерюгин Ю. Н. Золоторудные месторождения раннедокембрийских зеленокаменных поясов // Доклады АН СССР, 1987. №4. Т. 292. С. 944-947.
16. Фрипп Р. Е. Металлогения золота в архее Родезии // Ранняя история Земли. М.: 1980. С. 454-465.
17. Шер С. Д. Металлогения золота. М.: Недра, 1972. С. 295.
18. Шер С. Д. Металлогения золота. М.: Недра, 1974. С. 256.
19. Эйриш Л. В. Прожилки альпийского типа в золотоносных метаморфических толщах Селемджино-Кербинского района // Геология и металлогения докембрия Дальн. Вост. Л., 1981. С. 112-117.
20. Phillips G. N., Groves D. J., Maryn J. E. An opigenetic origin for Archean banded iron - formation - hosted gold deposits // Econ. Geol. 1984. V. 79. P. 162-171.

## Оглавление

Предисловие.....	3
Формационные типы зеленокаменных поясов .....	3
Металлогения.....	13
Экономические сведения .....	21
Общая характеристика зарубежных месторождений .....	22
О классификациях геолого-промышленных типов месторож- дений .....	26
Особенности проявления золотой минерализации в ЗКП.....	28
Рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки золо- торудных месторождений в древних зеленокаменных поясах .....	34
Заключение .....	47
Литература .....	48