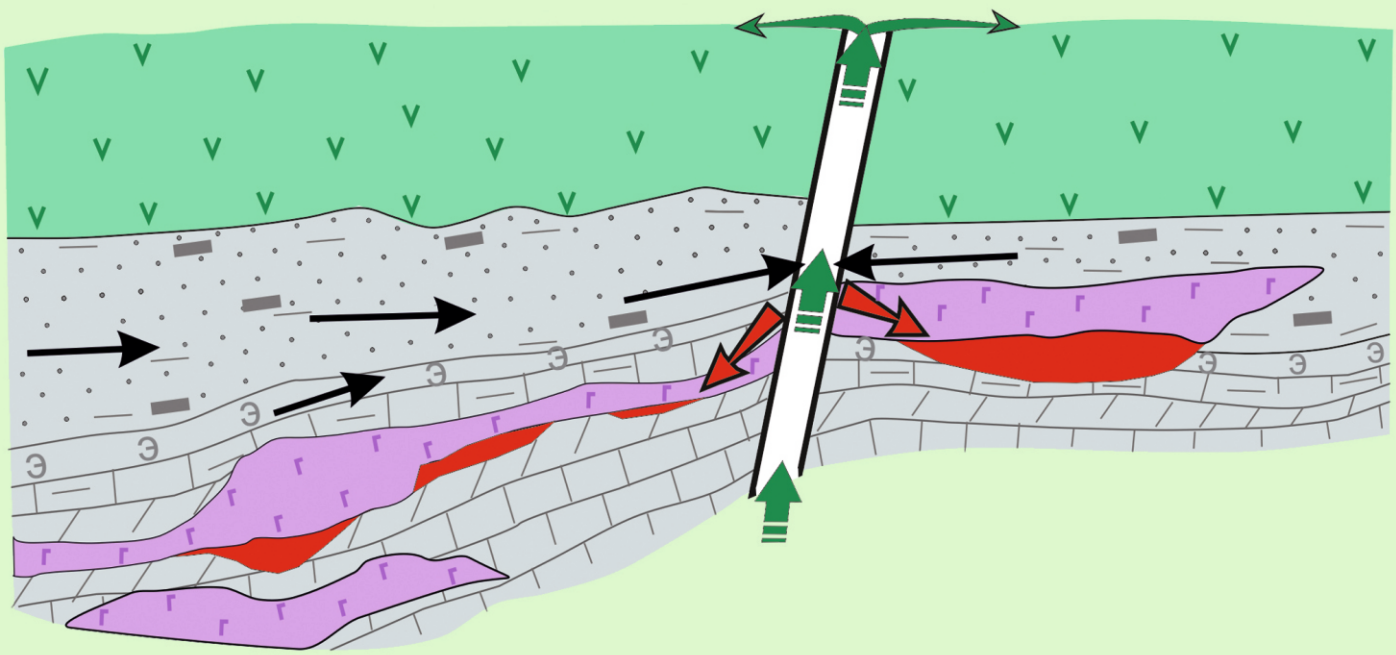
Б. А. Лебедев

Гигантские рудные месторождения:

распространение, строение, генезис



Б. А. Лебедев

ГИГАНТСКИЕ РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ: распространение, строение, генезис

Санкт-Петербург
Наукоемкие технологии
2025

Лебедев Б. А. Гигантские рудные месторождения: распространение, строение, генезис. — СПб: Наукоемкие технологии, 2025. 268 с.

Эта книга завершает разработку автором концепции рудогенеза. Для этого критически важными были две предыдущие монографии, где рассматривались процессы эпигенеза в осадочных бассейнах (1992) и механизм нафторудогенеза (2010), в котором рудообразование обязательно предварялось нефтеобразованием.

В 5 главах данной книги и в двух табличных *Приложения*х рассмотрено 320 гигантских рудных месторождений на территориях Африки, Австралии, Южной Америки, Азии и Евромерики.

На этих территориях впервые выделено 50 рудных районов, в пределах которых размещены 215 месторождений-гигантов. Дополнительно охарактеризовано еще 105 рудных гигантов вне контуров этих районов.

По преобладающему источнику рудного вещества выделены две группы рудных гигантов: эпимантийная (преобладающий источник — изверженные горные породы) и эпиосадочная (преобладающий источник — осадочные горные породы). Выделена причина рудогенеза (т.е. концентрации рудного вещества в небольшом объеме): движение и последующее смешение резко неравновесных рудоносных флюидов вследствие изменения термодинамической обстановки. Преобладающим механизмом рудогенеза яляется *трансваповритовый*. Этот механизм предложен еще в 1967 г. Э. Садецки-Кардошем и для своей реализации требует обязательного присутствия в осадочной толще эвапоритов.

Lebedev B.A. Giant Ore Deposits: Distribution, Structure, and Genesis. — St. Petersburg: Naukoemkie tekhnologii, 2025. 268 p.

This book completes the author's development of the concept of ore genesis. For this purpose, two previous monographs were critically important, which considered the processes of epigenesis in sedimentary basins (1992) and the mechanism of naftorudogenesis (2010), in which ore formation was necessarily preceded by oil formation.

In the 5 chapters of this book and in two tabular Appendices, 300 giant ore deposits in the territories of Africa, Australia, South America, Asia, and Euramerica are considered.

In these territories, 50 ore districts have been identified for the first time, within which 215 giant ore deposits are located. Additionally, 105 more ore giants have been characterized outside the boundaries of these districts.

According to the predominant source of ore matter, two groups of ore giants have been identified: the epimantial group (predominant source: igneous rocks) and the episedimentary group (predominant source: sedimentary rocks). The cause of ore genesis (i.e., the concentration of ore matter in a small volume) has been identified: the movement and subsequent mixing of non-equilibrium ore-bearing fluids due to changes in the thermodynamic environment. The predominant mechanism of ore genesis is *transvaporitic*. This mechanism was proposed in 1967 by E. Sadetski-Kardosh and requires the presence of evaporites in the sedimentary strata for its implementation.

Рисунок на лицевой обложке:
Концептуальная схема трансваповритового рудогенеза, где показаны источники рудного вещества и пути миграции рудоносных флюидов. *Э* — эвапоритовые отложения.

© Б. А. Лебедев, 2025
© Г. В. Лебедева, Н. В. Тимошенкова, 2025
© Я. Э. Юдович, 2025
© Оформление. Издательство
«Наукоемкие технологии», 2025

ISBN 978-5-00271-021-8

От издателя

В 2010 г. свет увидела знаменитая книга Б. А. Лебедева и С. В. Аплонова *«Нафторудогенез: пространственные и временные соотношения гигантских месторождений»*, с восторженным предисловием академика Д. В. Рундквиста[1].

Все последующие 15 лет профессор **Борис Андреевич Лебедев** отдал детальной разработке проблемы генезиса рудных гигантов, охватив своими исследованиями весь мир. С этой целью он тщательно «препарировал» огромную литературу, как русскоязычную, так и зарубежную. Эта литература насчитывает около 550 названий, преобладающая часть которых — работы зарубежные, практически неизвестные российскому читателю.

В итоге он сумел впервые выделить 50 рудных районов на всех континентах и описать 320 рудных гигантов (215 в контурах рудных районов и 105 вне их), что позволило выдвинуть важные соображения о генезисе гигантов. Центральной генетической идеей является развитая **Б. А. Лебедевым** и **Э. М. Пинским** [Lebedev, Pinsky, 2017] *трансвапоритовая концепция*, требующая непременного присутствия (нынешнего или былого) в осадочном чехле платформ *эвапоритовых* отложений. Это позволяет научно-обоснованно прогнозировать поиски новых, еще не открытых, гигантских месторождений.

В работе Б. А. Лебедеву самоотверженно помогали **Галина Вассиановна Лебедева** (жена) и **Наталия Васильевна Тимошенкова** (геолог «ООО ЦГИ ТЕТИС»)[2], обеспечившие автору бесперебойное добывание литературы и создание полутора сотен компьютерных иллюстраций — важнейшего базового компонента этой монографии. **Марина Петровна Кетрис** (с её огромным издательским опытом) оказала дружескую помощь Г. В. Лебедевой в правильном оформлении списка литературы.

В итоге была создана данная книга, необычной особенностью которой является сосредоточение информации о месторождениях-гигантах не столько в тексте, сколько в многочисленных иллюстрациях. Дополнительная детализация этой графической информации дается в двух (также необычных) табличных *Приложениях*.

Однако многолетняя каторжная работа не прошла для автора бесследно: фактически завершив монографию, 90-летний проф. **Б. А. Лебедев** физически оказался уже не в состоянии заниматься техническими процедурами по ее изданию. Сознавая важность и насущную необходимость доведения этого грандиозного труда до российской геологической общественности, мы приняли издательские хлопоты на себя, опираясь на высокий профессионализм сыктывкарца **Алексея Юрьевича Перетягина** (вёрстка и создание оригинал-

---

[1] С целью «пропаганды» этой замечательной книги мы поместили две почти идентичных рецензии на нее — сразу в двух журналах (*Уральский геологический журнал*, 2010, № 5 (77), с. 46—52 и *Биосфера*, 2010, т. 2, № 3, с. 451—455).

[2] ЦГИ — Центр геодинамических исследований.



Галина Вассиановна и Борис Андреевич Лебедевы с мелким Лёней. Петергоф, август 1966 г. (См. Юдович Я.Э. Записки геохимика, 2007, с. 38).

макета книги), основателя и Главреда петербургского издательства «Наукоемкие технологии» **Виталия Михайловича Коровина** (оформление, типографское тиражирование и рассылка тиража по библиотекам).

Выражаю сердечную признательность кандидатам г.-м. н. **Н. В. Тимошенковой** и **Г. В. Лебедевой** (иллюстрации и корректура текста), с. н. с. **М. П. Кетрис** (оформление списка литературы) и последнему по счету, но отнюдь не по значению — **Леониду Борисовичу Лебедеву-сыну** (безотказное финансовое обеспечение издания).

Я. Э. Юдович, Заслуженный деятель науки РФ, доктор г.-м. н.
Сыктывкар, 10 сентября 2025 г.

Введение: постановка задачи, основные термины и постулаты

Постановка задачи: три части изучения эпигенетических процессов формирования гигантских месторождений полезных ископаемых

Эта монография является третьей и последней частью многолетней работы, посвященной роли эпигенетических процессов в формировании гигантских месторождений полезных ископаемых.

В первой монографии «Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах» [Лебедев, 1992] рассмотрены мезозойско-кайнозойские богатейшие нефтегазоносные бассейны. В качестве главных — Западно-Сибирский бассейн и бассейн Персидского залива, затем более древние, прежде всего, средне-верхнепалеозойские бассейны Еврамерики и затем еще более древние, вплоть до докембрийских, причем на разных континентах. Основным в работе стало разделение эпигенетических процессов на *стадиальные* и *наложенные*. Стадиальные изменения (катагенез) происходят за счет внутренних ресурсов породы при повышении пластовых давлений и температур. В результате строятся многочисленные шкалы катагенеза [Вассоевич и др., 1979; Карпова, 1972; Катагенез…, 1981; Коссовская, Шутов, 1971; Курбский, 1973; Перозио, 1971; Рогозина, 1983; Холодов, 1985; Powers, 1967], две из которых являются самыми важными: уменьшение пористости глинистых пород при повышении глубины максимального погружения и возрастание отражательной способности витринита при повышении пластовой температуры [Катагенез…, 1981; Лебедев, 1992].

Наложенные процессы реализуются за счет взаимодействия пород с флюидами, поступающими из внешних источников. Соответствующие реакции происходят в системах воды-породы, воды-воды, воды-углеводороды и многих других, причем многообразие реакций увеличивается при переходе от рядовых месторождений к гигантским [Влияние…, 1976; Гидрогенные…, 1980; Киссин, Пахомова, 1969; Кудельский, 1985; Попов, 1980; Шварцев, 1982].

Во второй монографии «Нафторудогенез: пространственные и временные соотношения гигантских месторождений» [Аплонов, Лебедев, 2010] обосновывается смысл термина «нафторудогенез», под которым понимается строгое следование рудогенеза за предшествующим нефтегазонакоплением. Активизация и затем мобилизация рудоносных растворов становятся интенсивными после разрушения залежей нефти и газа, и образующиеся при этом органические соединения активно участвуют в переносе металлов и их превращении в компоненты руд.

Гигантские рудные месторождения возникают только в результате смешения неравновесных флюидов, до этого времени сохраняющих свой состав при длительном перемещении по одним путям миграции. Стандартный гар-

моничный осадочный бассейн, подчиняющийся глобальной цикличности в течение галактического года (210 млн лет), определяет строгую последовательность событий.

Для прослеживания глобальных геологических событий нам представляются наиболее выразительными литологическая шкала венда и фанерозоя и диаграмма фаз диастрофизма в течение всей истории Земли.

На фанерозойской шкале выделены три последних галактических года со своими трансгрессивно-регрессивными циклами. Историческая диаграмма демонстрирует галактические четырехлетия (с образованием суперконтинентов Пангей) и определяющие их фазы диастрофизма.

Третья монография, к которой мы приступаем, опираясь на две предыдущие, обобщает материалы по 50 ключевым рудоносным районам Мира. Их выбор основывается на самых больших запасах и содержаниях металлов в рудах, но также на хорошей изученности и оригинальности месторождений.

Характерно, что ключевой рудоносный район всегда «оригинален» в том смысле, что имеет важные черты, отличающие его от всех других районов, включающих от одного до пяти и более гигантов. Это специфика *гигантов* — в отличие от *рядовых месторождений*, часто очень похожих друг на друга. Гиганты всегда индивидуальны, поэтому так трудно проводить их поиски. Напомним, что при всем старании так и не удалось найти аналоги Витватерсранда, Бушвельда, Альмадена, как, впрочем, и всех других гигантских месторождений.

Данная третья монография содержит сведения об уникальных условиях образования ключевых рудоносных районов. Наша концепция нафторудогенеза опирается на еще более общую концепцию, согласно которой *генезис рудных гигантов осуществляется в результате смешения резко неравновесных флюидов* — в сущности, именно контрастность их химизма и определяет интенсивность рудообразования. При этом, в случае *магматических* рудных гигантов таким же обязательным является смешение растворов нефтегазоносного бассейна с растворами фундамента, в том числе теми, которые образованы при изменениях давно застывших магматических пород. Естественно, что ключевой проблемой рудогенеза становятся *способы смешения неравновесных флюидов*.

Наиболее часто обсуждаются в публикациях примеры ассимиляции осадочных пород большими объемами мантийного расплава, который имеет достаточно высокую температуру. Например, по современным данным [Hutchinson et al., 2015; Naldrett, 2004], для ассимиляции ангидрита (сера нужна для образования сульфидных руд) требуется температура расплава больше 1400°С, что свойственно лишь очень большим по размерам и (или) древним (больше 1,5 млрд лет), чаще всего расслоенным мафическим интрузиям. Формально ассимиляция не является смешением флюидов, но результат получается похожий или даже такой же, поскольку компоненты осадочных пород растворяются в жидкости (расплаве).

Схематическая карта полезных ископаемых Мира

Руководствуясь принятой концепцией, мы одной из важных задач считали *создание базы данных по гигантам*.

При этом мы опирались на результаты исследований, полученные по Международному проекту [Рундквист и др., 2006; Laznicka, 2014] и с максимальной строгостью *выделили в обособленную выборку относительно небольшую группу гигантов, отделив их от «рядовых» месторождений*. Кроме того, для наших целей было исключительно важно включить в эту выборку не только рудные и алмазные, но и гигантские углеводородные месторождения. Последнее было необходимо сделать хотя бы потому, что с точки зрения точности прогнозной оценки и особенно эффективности поисковых работ *нефтяная геология всегда опережает геологию рудную*.

Мы строго выделили самые большие (около 500) углеводородные и рудные месторождения (в Международном проекте больше 1000 только рудных месторождений) по той причине, что примерно с этой величины начинают ухудшаться (чем дальше, тем больше) устанавливаемые закономерности. Такое ухудшение как раз и связывается нами с возрастанием роли частных факторов на фоне глобальных закономерностей. Во всяком случае, по нашим наблюдениям, с 700 месторождений зрительное восприятие черт распределения на карте Мира руд с разными ассоциациями металлов становится невнятным, а после нанесения 1000 месторождений практически теряется совсем.

Демонстрируемая *Схематическая карта полезных ископаемых Мира* (**рис. 1)** является мелкомасштабной, но она составлена по макету с масштабом 1:15000000, что позволило отобрать наиболее важную информацию и по возможности уменьшить число нанесенных объектов с сохранением основного принципа — последовательно убирались с карты месторождения с наименьшими запасами. Естественно, что для сохраненных на карте объектов (50 ключевых рудных районов с входящими в них гигантскими месторождениями (215), 105 дополнительных рудных гигантов за пределами этих районов, 56 месторождений нефти и газа, 13 месторождений алмазов) собиралась максимально возможная информация.

Остальные сведения легко почерпнуть в легенде к карте, причем районы показаны кружками, дополнительные гиганты — символами металлов, углеводороды — треугольниками, а алмазы — звездочками.

Из структурных особенностей нефтегазоносных бассейнов показываются некоторые изогипсы подошвы их осадочного чехла и совсем редко — разломы.

Цветом даны восемь возрастных интервалов гармоничного развития осадочных бассейнов, которые, на наш взгляд, и определяют характер продуктивности закрашенных территорий.

Совпадение поразительное — как степень богатства нефтью и газом, так и ассоциации металлов в гигантских месторождениях закономерно повторяются во всех осадочных бассейнах, представленных одинаковым цветом. Именно эта простота карты позволила нам *показать вместе не только место-*

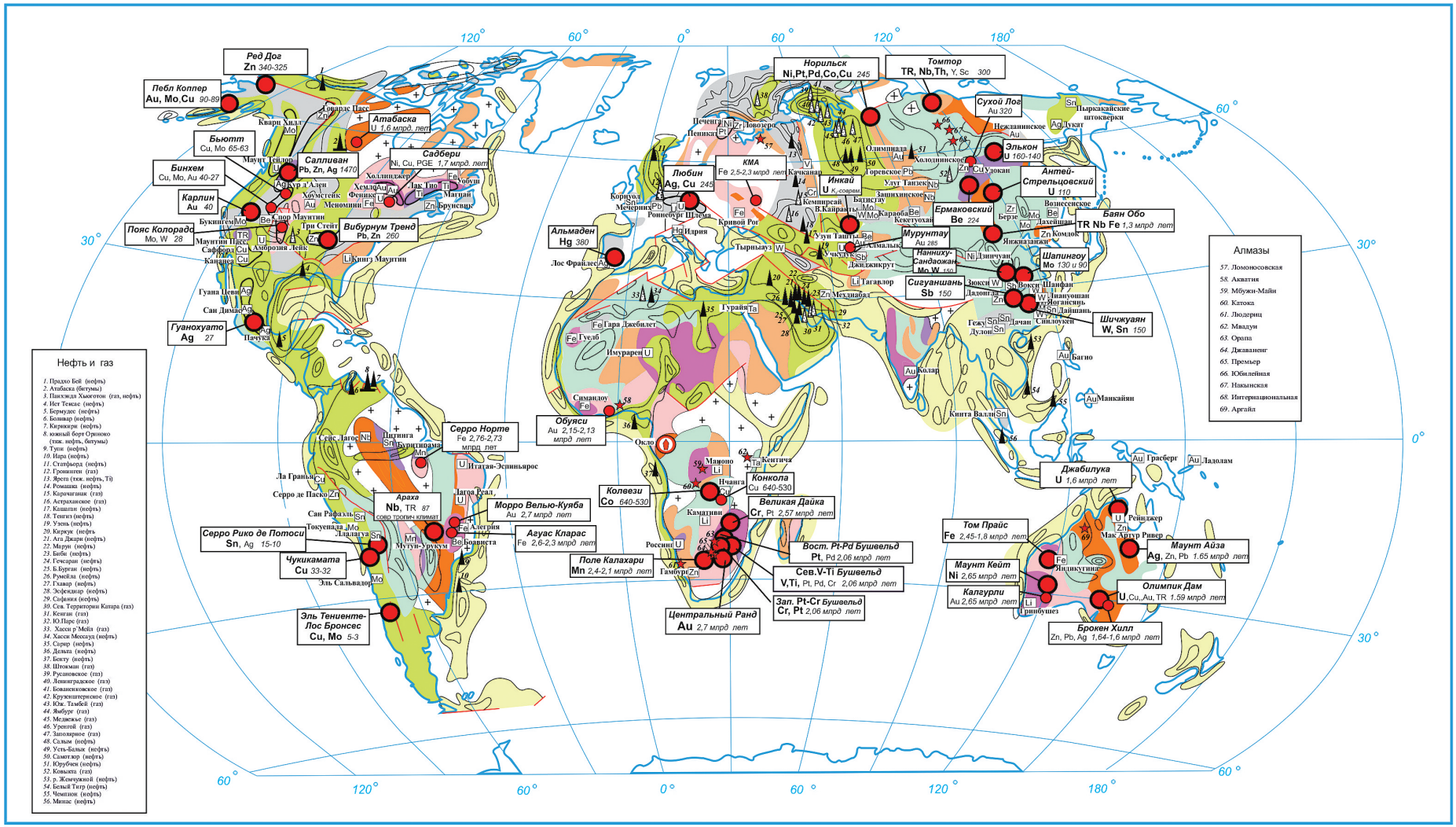


Рис. 1. Схематическая карта полезных ископаемых Мира.

В прямоугольниках: название района, основные металлы и возраст руд (млн и млрд лет).

рождения взятых нами двадцати восьми металлов, но и месторождения углеводородов, алмазов, да и косвенным образом и других полезных ископаемых.

Типизация гигантских рудных месторождений

Основные этапы эволюции рудогенеза в истории Земли представлены в виде таблицы Периодической системы гигантских месторождений **(рис.2**).

Здесь мы объединили информацию из разных отраслей геологических знаний, необходимую для определения **генезиса гигантов и предлагаемой нами их типизации**.

Выбранные 50 ключевых рудоносных районов Мира (с 215 входящими в них гигантами и 105 гигантами за пределами районов) распределены **по восьми этапам гармоничного развития осадочных бассейнов от архея до современности**.

24 клетки получились при пересечении 8 интервалов времени гармоничного развития с тремя (рассмотренными ниже) **группами гигантов**. Выделение этих групп характеризует специфику нашей концепции: *формирование углеводородных гигантов и относительно небольшой части рудных гигантов полностью реализуется за счет ресурсов осадочных бассейнов.* Ведущая роль осадочных формаций в размещении гигантских углеводородных и рудных месторождений убедительно доказана [Судовиков,1954; Тугаринов, 1973; Barth, 1962]. *Для большинства рудных гигантов требуется* еще *участие мантийных расплавов*. Значение же коровых, главным образом, кислых расплавов нам представляется второстепенным и в основном вспомогательным.

Для всей периодической системы рассматриваются последние 3 млрд лет — с этого времени, по нашему мнению, начали формироваться гиганты, по крайней мере, те из них, которые имеют привычный облик, сохранившийся в геологической летописи. В этом смысле первая треть жизни планеты была «потрачена» на эволюционные изменения, необходимые для массового образования таких гигантов.

Отметим, что в последние годы проблема эволюции рудогенеза прогрессирует особенно быстро, прежде всего в Австралии, Южной Америке, Канаде и Китае [Crowley et al., 2005; Rossignol et al, 2021; Wu et al, 2016].

Две трети гигантских рудных месторождений на Земле образованы с 1,3 млрд лет до современности, в основном, по нашему мнению, в результате **лавинной трансвапоризации**, названной нами так за счет резкого увеличения числа возникающих по трансвапоритовой модели гигантских месторождений.

Современные представления о необходимости для рудогенеза смешения резко неравновесных флюидов привели нас к выделению трех групп гигантских месторождений.

Первая группа — эпиосадочные месторождения, в которых для реализации нафторудогенеза продуктивному флюиду нужно лишь сменить среду, то есть мигрировать в обстановку с другим химизмом, либо хотя бы с другой

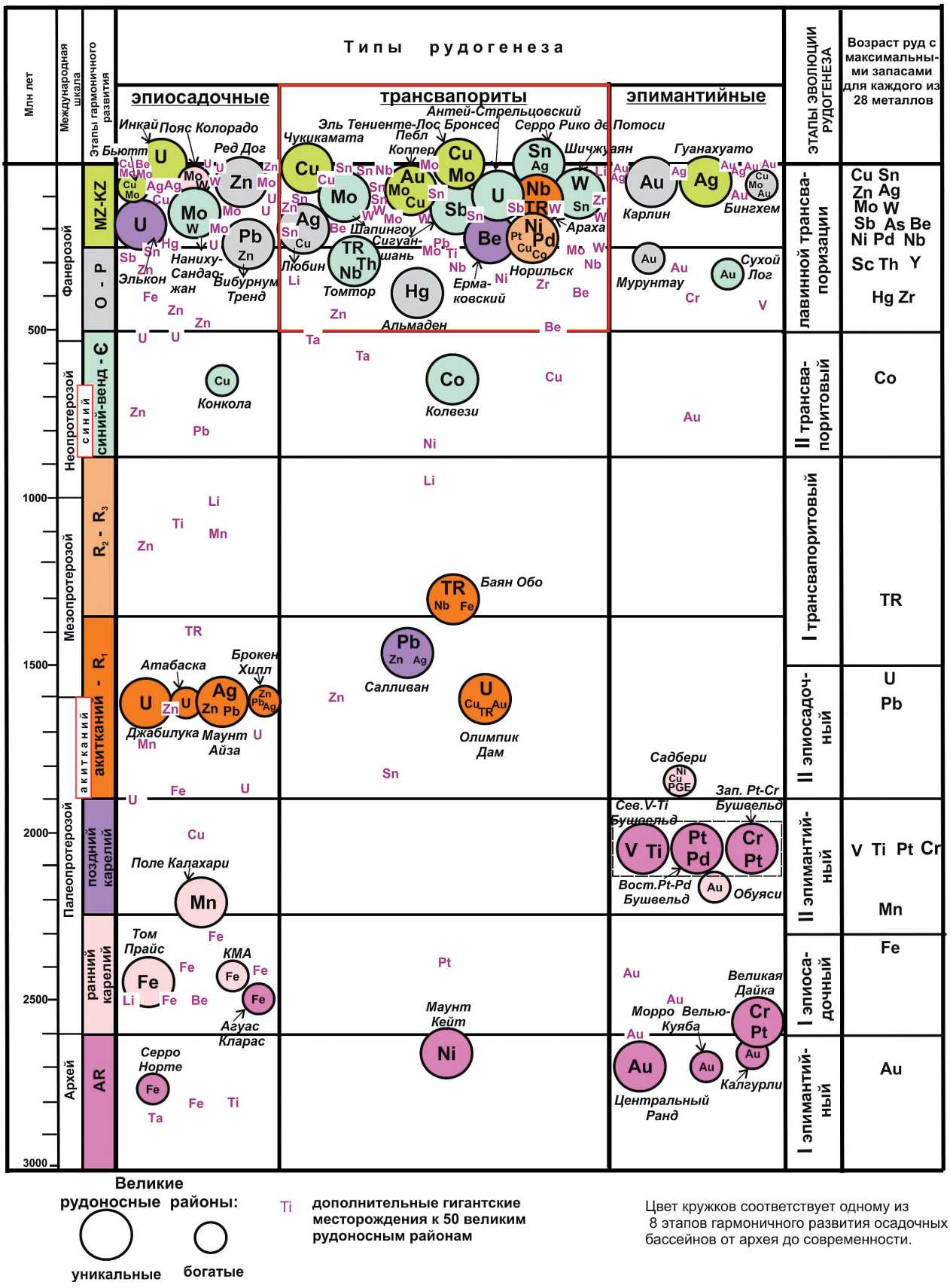


Рис. 2. Основные этапы эволюции рудогенеза в истории Земли

структурой пустотного пространства, что особо характерно для нефтегазонакопления. В рудных же месторождениях часто осуществляется смешение флюидов из фундамента и чехла. Самый яркий пример — урановые месторождения впадины Атабаска в Канаде, где смешивающиеся флюиды особенно сильно отличались и по своему составу, и по структуре пустот, в которых эти флюиды находились [Cloutier et al., 2009; Derome et al., 2005; Jefferson et al., 2007].

Для второй группы — эпимантийных месторождений смешение неравновесных флюидов далеко не так очевидно, из-за чего большинство геологов обходится совсем без него, ограничиваясь смешениями расплавов разного состава, приводящими к формированию специализированных расплавов.

Однако, к примеру, для Бушвельдской интрузии (Южная Африка) уже более 30 лет назад была, по существу, доказана важнейшая роль для рудогенеза ассимиляции расплавом вмещающих осадочных пород [Boudreau et al., 1986; Buchanan, Rouse, 1984; Mainwaring, Naldrett, 1977; Scoon, Mitchell, 2011].

Особая же яркость этого процесса была подтверждена недавно [Eales, Costin, 2012; Hutchinson et al., 2015], когда удалось показать, что эта уникальная по размеру интрузия (700 тыс. км^2, то есть в 20 раз больше следующей по размеру интрузии Садбери и на 4 порядка больше норильских интрузий), при сложнейших расслоении и дифференциации и почти немыслимых запасах Pt, Cr, Ti, V и других металлов образована всего за несколько милионов лет! В такой ситуации говорить о полигенности, полихронности или многостадийности руд не приходится — весь сложнейший магматический и рудообразующий процесс происходит «геологически мгновенно», причем за счет ассимиляции исходным базальтовым расплавом большого объема (по расчетам цитированных авторов, четверти) осадочных пород от суммарного объема интрузии. Разумеется, процесс растягивается на определенное время, но вся его последовательность детерминирована именно химической неравновесностью расплава по отношению к поглощенным компонентам осадочных пород. Столь же очевидно, что необходимая для ассимиляции температура расплава характерна только для больших по объему интрузий, причем, как правило, древних — возраст Бушвельда 2,06 млрд лет, а большинства древних расслоенных интрузий — от 2,6 до 1,8 млрд лет [Naldrett, 2004].

Третья группа гигантов — месторождения трансвапоритовые. Дело в том, что для фанерозойских мафических интрузий небольшого объема обязательная для ассимиляции и рудогенеза температура практически не достигается никогда, а, значит, нужен принципиально другой механизм смешения компонентов мантийных и осадочных пород.

Такой механизм был предложен венгерским академиком Э. Садецки-Кардошем [Садецки-Кардош, 1967]. Какое-то время он пользовался популярностью, попал в Геологический словарь [1978], но затем был отвергнут, как мы считаем — несправедливо. Суть этого механизма, который назван ***трансвапоризацией***, состоит в том, что в отдельных частях осадочного бассейна, куда внедряются базальтовые расплавы, за счет интенсивного газообразования

пластовые давления поднимаются гораздо выше гидростатического давления (режим АВПД), в том числе свойственного и самим расплавам. В итоге, если расплав поднимается в осадочный бассейн за счет разности температур (**конвективный механизм массопереноса**), то навстречу ему из осадочных бассейнов, точнее из их зон с аномально-высокими пластовыми давлениями, двигается под действием **компрессионного механизма массопереноса** газонасыщенный рассол, который и смешивается с расплавом.

Смешение расплава с растворами осадочных бассейнов приводит к поступлению в эти расплавы многих компонентов, из которых ведущее значение имеет сера, обеспечивающая мощное кратковременное образование сульфидов (часто не дольше 100 тыс. лет), а также хлор, способствующий, в частности, перемещению и накоплению платиноидов. По нашим данным *трансвапоризация наиболее ярко выражена в Норильском рудном районе на севере Сибири, где объем руд (Ni, Pd, Co, Cu, Pt) достигает 15 % от объема интрузии*. А. Налдрэ [Naldrett, 2004] подсчитал, что для получения этой уникальной величины требуется в 200 раз большие объемы рудообразующего расплава по сравнению с объемом той интрузии, которая формируется в слоях осадочных пород, непосредственно вмещающих оруденение.

После образования руд внутри или вблизи интрузии остаточные расплавы, из которых эти руды осаждались, довольно быстро изливаются на поверхность. В итоге в Норильском районе пополняется толщина (до 4 км и более) нижнетриасовых траппов [Додин, Батуев, 1971; Рябов и др, 2000].

Как раз это мощное и протяженное лавовое тело и является **вулканогенным региональным флюидоупором**, что, в свою очередь, определяет возникновение под этим флюидоупором **зоны с аномально-высокими пластовыми давлениями (АВПД)**, пусть только на короткое время рудогенеза.

В эту зону АВПД попадают, в том числе, верхнепермские высокоемкие песчаники, где довольно простым путем реализуется трансвапоризация, которая и определяет образование руд с уникально высокой концентрацией металлов. Если же рудогенез прямо обусловлен возникновением регионального флюидоупора, то легко определяется и время образования руд. Действительно, флюидоупор должен достигнуть определенной толщины, и этот момент подтвержден тем, что из всех лавовых свит только одна надеждинская свита резко обеднена никелем и другими металлами. Данный факт позволил доказать, что именно во время ее накопления происходило осаждение из протекавшего через магматическую камеру расплава основной массы руд [Distler et al., 2006; Naldrett, 2004].

Нередко, в том числе в публикациях по Норильску, появляются предположения о гидротермальном происхождении руд [Аплонов, 2001] или о какомлибо другом механизме поступления воды в расплав [Покровский и др., 2005]. Нам представляется, что все подобные отклонения от традиционной магматогенной модели, в конце концов, сводятся к трансвапоритовой модели, которая, зиждется на определенной последовательности смены механизмов массопереноса флюидов [Lebedev, Pinsky, 2017].

Другой, столь же хорошо изученный пример трансвапоризации — это уникальное ртутное месторождение Альмаден в Испании [Palero-Fernandez et al., 2015]. Рудное поле, включающее почти половину мировых запасов ртути (!), имеет объем всего 450 × 600 × 50 м^3 [Saupe, Arnold, 1992]. Столь грандиозная концентрация руд «на пятачке» объясняется, по нашим расчетам [Лебедев, 1992], тем, что на время рудогенеза пористость кварцевых песчаников (метаморфизм значительно позднее рудогенеза превратил их в кварциты) равнялась 30—35 %.

Бывший нефтегазоносный бассейн был превосходно изолирован глинистыми флюидоупорами, а затем в ходе рудообразования на поверхности аккумулировался ещё и среднедевонский вулканогенный флюидоупор. Результатом стали региональное распространение аномально-высоких пластовых давлений и столь же интенсивная трансвапоризация, как в Норильском районе. Участие мантии выражено своеобразными магматическими породами основного состава («фрайлеска»), представленными силлами, дайками и всегда — эффузивами.

Выделив таким образом три группы гигантов, мы попытались распределить по ним все гиганты в пределах 50 районов и 105 гигантов вне этих районов. Всего по этим трем группам гигантов оказалось: трансвапоритов и эпиосадочных по 41 %, а эпимантийных гораздо меньше, около 18 %.

Как следует из **рис. 2**, в целом каждая строка, то есть каждый из выделенных интервалов времени характеризуется хотя бы некоторым числом гигантов. Неравномерность процессов особо подчеркивается наличием пустых клеток и клеток, в которых гиганты встречаются редко. Резко выпадает только первая строка, что, безусловно, связано со значительно лучшей сохранностью самых молодых месторождений.

Слева на **рис. 2** даны две геохронологические шкалы: международная и азиатская. Здесь мы должны признаться, что до сих пор предпочитаем вторую из названных шкал, причем особенно при анализе месторождений. *Главный переходный этап — акитканий («скачок Салопа» — 1,9—1,6 млрд лет)* настолько четко разделяет два главных этапа нафторудогенеза (раннедокембрийский и рифейско-вендско-фанерозойский), что пришлось выделить его красным контуром.

Красным контуром выделен еще один стратон — *китайский синий* [Jiang et al., 2006], который, наряду с традиционными доводами, сегодня еще обосновывается собственным этапом рудогенеза (по нашей оценке, 880—670 млн лет).

Обратим внимание, что восемь единых этапов нафторудогенеза существенно отличаются по длительности (от 250 до 550 млн лет, в среднем 380 млн лет), *а* потому они в принципе не могут совпадать, например, со всеми равномерными событиями (галактическими годами или фазами диастрофизма). С другой стороны, с самыми главными из этих событий они почти совпадают. Действительно, три границы галактических четырехлетий, отвечающие кеноренской (2700 млн лет), карельской (1900 млн лет) и герцинской (250 млн

лет) фазам диастрофизма первого порядка, почти совпадают с границами этапов гармоничного развития.

Еще раз заметим, что эти границы проводятся по смене ассоциаций полезных ископаемых, а потому совпадение трех из них с фазами диастрофизма имеет важнейшее *гносеологическое значение*. По сути, именно это совпадение позволяет подойти к закономерной связи нафторудогенеза с историей развития гармоничных осадочных бассейнов — тех главных геологических объектов, которые определяют формирование гигантских рудных и углеводородных месторождений.

Два главных фактора периодических изменений в природе

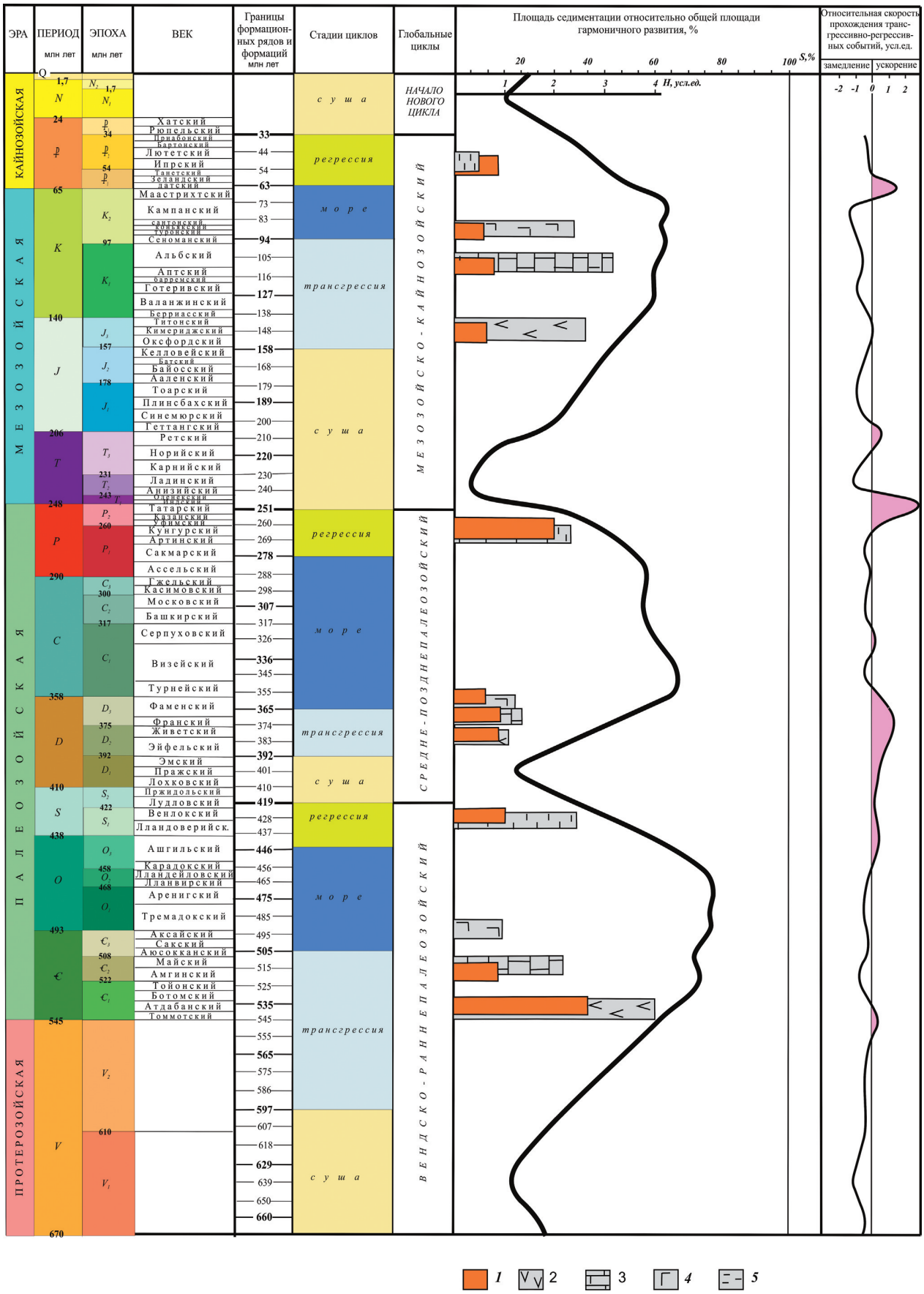
Для расшифровки этих и других зависимостей рассмотрим *два главных фактора периодических изменений в природе:* **глобальную цикличность и эволюцию**. Когда мы говорим о циклах, мы, разумеется, имеем в виду «круговые процессы» с возвращением каждый раз к исходному состоянию. При этом два процесса для прослеживания рассматриваемых циклов имеют наибольшее значение: **трансгрессивно-регрессивные циклы седиментации** (**рис. 3**), в пределах которых непрерывно изменяется общая для бассейна площадь седиментации, а также **циклы в перемещении континентов**, завершающиеся всегда формированием суперконтинента Пангея, в который в конце галактического четырехлетия собираются практически все континенты (**рис. 4**).

Кстати, в своей работе мы исходили из посылки, что цикличность нафторудогенеза может опираться только на повторяемость циклов в 210 и 840 млн лет.

Остальные из рассматриваемых нами циклов, так или иначе, являются опосредованными. Таковы, например, фазы диастрофизма и функционально определяемые ими максимумы изотопных датировок, приуроченные к массовым столкновениям континентов при формировании суперконтинентов. В частности, остроконечность основных изотопных максимумов (**рис. 5**) диктуется мощным внедрением гранитов, выплавляющихся в нижних частях утолщенной земной коры при возрастании температуры, обусловленном столкновениями континентов.

Рис. 3. Литостратиграфическая шкала венда и фанерозоя.

Стратиграфическая приуроченность основных реперных отложений: 1 — калийные соли; черные сланцы: 2 — глинисто-кремнистые, 3 — кремнисто-карбонатные, 4 — глинисто-пирокластические, 5 — глинисто-карбонатные. Кривая (S, %) показывает изменение во времени той доли площади, которую занимают осадки определенного возраста от общей площади гармоничной седиментации. Высота столбиков (H) отвечает примерным площадям распространения пород на поверхности Земли.


ЭРА
ПЕРИОД млн лет
ЭПОХА млн лет
ВЕК
Границы формацион-ных рядов и формаций млн лет
Стадии циклов
Глобальные циклы
Площадь седиментации относительно общей площади гармоничного развития, %
S,%
H, усл.ед.
Относительная скорость прохождения транс-грессивно-регрессив-ных событий, усл.ед.
замедление
ускорение
КАЙНОЗОЙСКАЯ
МЕЗОЗОЙСКАЯ
ПАЛЕОЗОЙСКАЯ
ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ
суша
НАЧАЛО НОВОГО ЦИКЛА
регрессия
море
трансгрессия
МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ
СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ
ВЕНДСКО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ
1
2
3
4
5

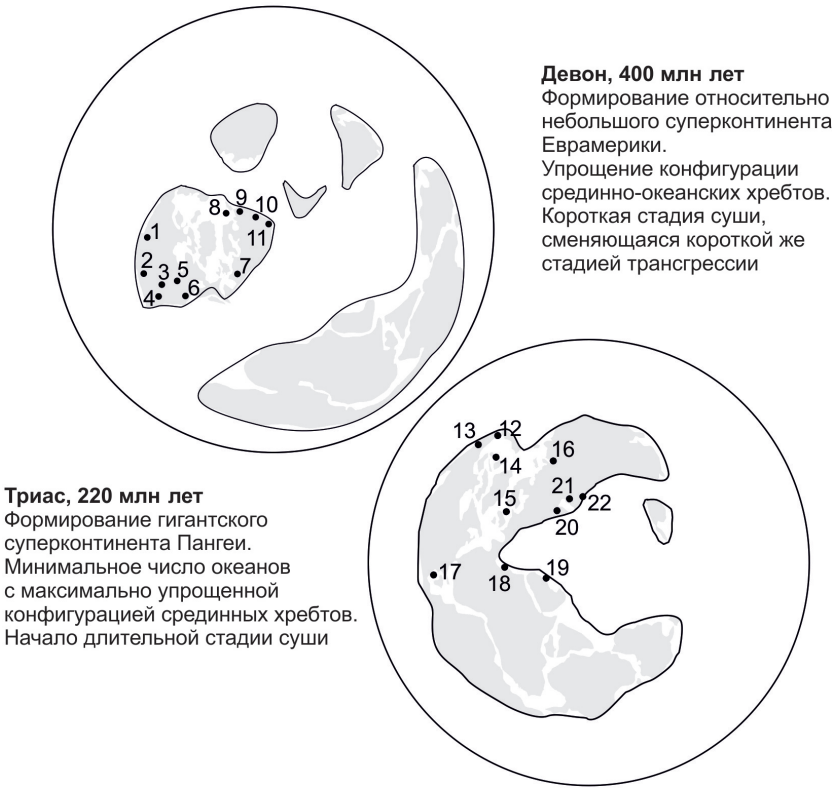


Рис. 4. Палеогеодинамические реконструкции гармоничных бассейнов девона и триаса.

Гармоничные бассейны, заложившиеся в местах интенсивного постколлизионного рифтинга на краях новообразованных суперконтинентов. Палинспастическая реконструкция по [Зоненшайн и др., 1990].

Девонская реконструкция (Еврамерика) — средне-позднепалеозойские: 1 — Западно-Канадский и Уиллистон, 2 — Восточных Скалистых гор, 3 — Западный Внутренний, 4 — Пермский, 5 — Мичиганский и Иллинойский, 6 — Предаппалачский, 7 — Центрально-европейский, 8 — Баренцевоморский, 9 — Тимано-Печорский, 10 — Волго-Уральский, 11 — Прикаспийский.

Триасовая реконструкция (Пангея) — мезозойско-кайнозойские: 12 — северного склона Аляски, 13 — Бофорта-Маккензи, 14 — Свердруп, 15 — Североморский, 16 — Западно-Сибирский, 17 — Мексиканского залива, 18 — Сахарско-Восточно-Средиземноморский, 19 — Персидского залива, 20 — Предкавказский, 21 — Южно-Мангышлакский, 22 — Амударьинский.

Можно сказать, что для поддержания глобальной цикличности в природе хорошо «согласованы» многие процессы, кажущиеся независимыми. Например, очевидно, что мантийная конвекция не может определяться астрономическими событиями галактического года, но, тем не менее, «выбирает именно этот цикл» **(автокорреляция).** То же, с необходимыми оговорками, можно сказать и о цикличности проявления главных глобальных оледенений или астроблем, как и других событий и процессов.

Эволюция, объединяющая необратимые изменения в истории Земли (было — исчезло, не было — появилось), чрезвычайно резко выражена на всех

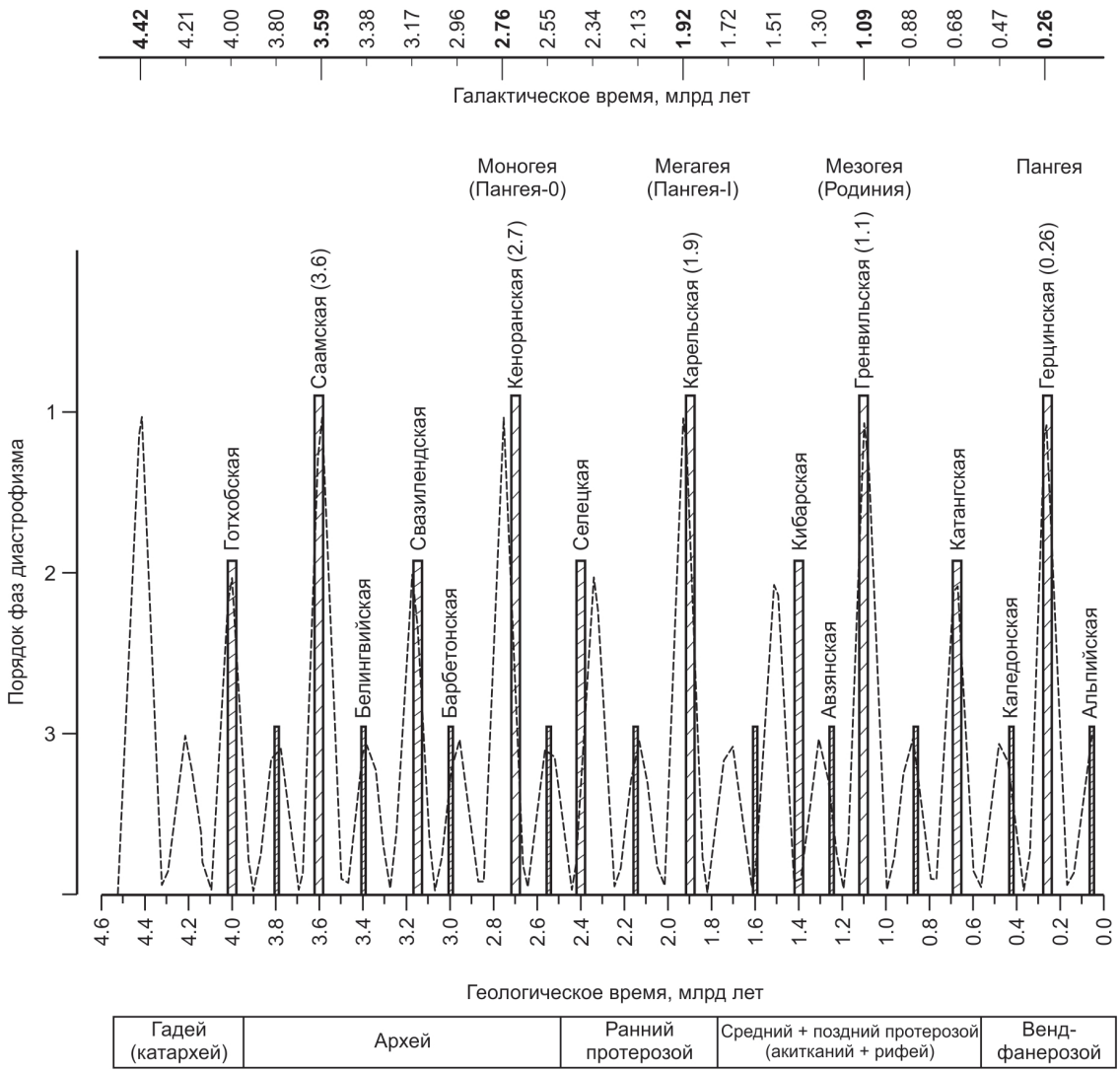


Рис. 5. Диаграмма фаз диастрофизма в истории Земли. Столбиками разной высоты показаны фазы диастрофизма 1-го, 2-го и 3-го порядков, привязанные к геологическому времени (нижняя шкала, изотопные датировки — по: Condie, 1998).

По верхней шкале рассчитаны рубежи галактических лет — в глубь земной истории от последней, наиболее надежно установленной герцинской фазы диастрофизма 1-го порядка (0,26 млрд лет), сопровождавшейся формированием последнего на Земле суперконтинента Пангеи. В нижней части рисунка показаны те наименования акротем и эонотем, которые в дальнейшем выдерживаются во всем тексте книги.

Штриховая кривая — галактические фазы разных порядков, кратные галактическому году (210 млн лет).

этапах, хотя в первые две трети этой истории доминирует интенсивная *геологическая*, а на последней трети (со скачкообразного *возрастания многообразия эукариот около 1800 млн лет*) — развивающаяся crescendo *биологическая эволюция* [Аплонов, Лебедев, 2010]. При этом, судя, в частности, по **рис. 6**, эволюционные скачки также великолепно «согласованы» с циклическими.

Лишь немного упрощая, можно сослаться [Аплонов, Лебедев, 2001] на знаменитый закон И. Р. Пригожина [Пригожин, Стенгерс,1986]: *эволюция реализу-*

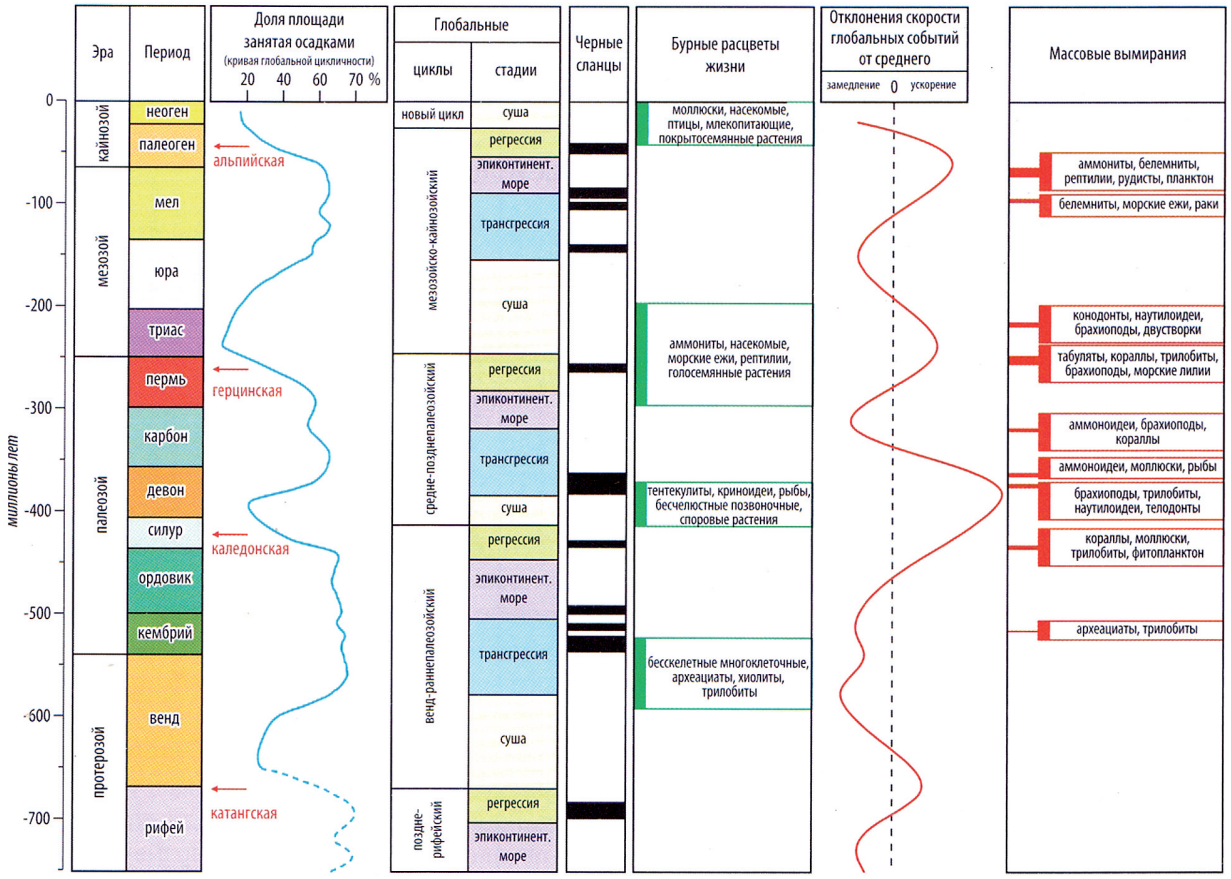


Рис. 6. Этапы бурного расцвета жизни и массовых вымираний (толщина линий — масштабы вымираний) на фоне кривых глобальной седиментации и относительной скорости глобальных событий, а также глобальных черносланцевых уровней.

Текстом в определенных графах перечислены те группы организмов, которые либо расцветают, либо, наоборот, вымирают.

ется в обстановках хаоса. На геологическом языке это звучит так: основные геологические эволюционные скачки, прежде всего, в неорганической сфере, реализуются на этапах наиболее мощного диастрофизма (максимумов изотопных датировок), для которого типично образование диссипативных систем, далеких от состояния равновесия.

Главный же скачок в истории Земли (1,9—1,6 млрд лет) в честь выдающегося ленинградского ученого мы [Лебедев, Пинский, 2000] назвали **«скачком Салопа»** [Салоп, 1982].

Этот переходный этап характеризуется изменением почти всех геологических процессов, начиная с достижения относительно полной субдукции океанической коры и современного облика океанов и кончая формированием первых «нефтяных региональных флюидоупоров» и сменой (конечно, неполной) конвективного механизма массопереноса расплавов и растворов компрессионным механизмом.

Среди эволюционных тенденций, свойственных гигантским месторождениям полезных ископаемых, чаще других называются в публикациях образо-

вание золота в зеленокаменных поясах (максимум приходится на интервал от 3,0 до 2,7 млрд лет) и немыслимых запасов железистых кварцитов (максимум приходится на 2,6—2,3 млрд лет).

Основные постулаты образования гигантских рудных месторождений

Первый постулат: *гигантские месторождения образуются в результате действия глобальных факторов, а чем мельче месторождения, тем больше роль частных региональных факторов***.** Большинство геологов считает, что как большие, так и малые месторождения образуются по одинаковым законам. К такому выводу пришли и специалисты, работающие в рамках Международного проекта по гигантам [Laznicka, 2010]. Мы, напротив, считаем, что, если акцентировать внимание на гигантах, как наиболее закономерных (детерминированных) геологических объектах, можно добиться гораздо большей эффективности в ходе поисковых работ.

Второй постулат мы формулируем как парадокс, полученный при сравнении нефтяной и рудной геологии: *нет ничего проще поисков углеводородных гигантов, и нет ничего труднее поисков рудных гигантов.* Так, в богатейшей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции первые крупные месторождения нефти и газа были открыты в начале 60-х годов. Опираясь на аналогии с ними, геологи выявили за следующие 10 лет почти все гигантские месторождения этой провинции [Конторович и др., 1975, Хафизов, 2012].

В противовес углеводородам, почти все выявленные в мире за последние 50 лет рудные гиганты (Олимпик Дам в Австралии [Oreskes, Einaudi, 1990], Пебл Коппер на Южной Аляске [Lang et al., 2013], Мак Артур Ривер в Канаде [Derome et al., 2005], молибденовый гигант Шапингоу в Китае [Mao et al., 2011; Pirajno, Zhou, 2015; Ren, 2018] и многие другие обнаружены, с небольшими оговорками, случайно.

Третий постулат: только черные сланцы способны обеспечить масштабы сульфидизации, достаточные для образования гигантских месторождений золота, да и собственно сульфидов меди, молибдена, цинка, свинца и серебра и, наконец, мышьяка, сурьмы и ртути [Кетрис, Юдович,1988].

Четвертый постулат мы определяем как исходящий из осадочной концепции, точнее концепции нафторудогенеза: *гигантские рудные месторождения, как и углеводородные, формируются только при условии гармоничного (подчиняющегося глобальной цикличности) развития больших осадочных бассейнов, длящегося, по меньшей мере, в течение галактического года (210 млн лет)***.** Разумеется, этому не противоречит, а, напротив, из этого следует необходимость дальнейшей структурной, а в большинстве случаев и магматической активизации при перерождении нефтегазоносного бассейна в рудоносный.

Сформулированные постулаты опираются на нашу теорию нафторудогенеза [Аплонов, Лебедев, 2010], которая в рудной геологии наследует идеи

исследователей-«осадочников» [Судовиков, 1954; Тугаринов, 1973; Barth, 1962], утверждающих, что не только месторождения, но и влияющие на их размещение магматические породы образуются при обязательном участии вмещающих осадочных пород[1].

[1] Говоря о влиянии на рудогенез осадочных пород, было бы далеко не лишним упомянуть о фундаментальной концепции ***геохимических горизонтов стратисферы***, разработанной в результате 17-летнего изучения палеозойских осадочных толщ Севера Урала и Пай-Хоя [Юдович, 2008]. Суть этой концепции очень проста. Утверждается, что в осадочных толщах имеются сравнительно узкие стратиграфические интервалы, существенно обогащенные над кларковым уровнем каким-либо химическим элементом (или их группами) — ***геохимические горизонты***, специализированные на породообразующие (Fe, Al), малые (Ti, P, Mn, Ba, Sr, P, V, Cr, Ni), и редкие элементы (U, Th, Sc, F, As, Hg и некоторые др.). Эти *сингенетические* горизонты являются источниками рудного материала для эпигенетических рудопроявлений и месторождений. *Примечание издателя*.

Глава 1. Африка

Африка — самый древний континент, образовавшийся в период: с 3,0—2,6 млрд лет до 0,64—0,53 млрд лет.

1.1. Золоторудный район Центральный Ранд

Богатейший район (запасы 30 тыс. т Au) представляет собой быстро погружающуюся архейскую впадину Каапвальского кратона, которая собирает обломочный материал с огромной территории [Frimmel et al, 2014; Stewart et al, 2004; Tucker et al., 2016]. Обломочные частицы (кварцевые галечки и золотинки) поступают из мантийных зеленокаменных куполов во впадину Центральный Ранд (площадью примерно 600 км^2) со всех сторон: с востока — из Свазиленда, Восточного Ранда, Барбертона и Эвандера, с севера — из Мурчисона, Гиани и Питерсбурга, с северо-запада — из Мадиба, Крайпана и Западного Ранда, с запада — из Карлетонвилла и Клерксдорпа, с юга — из Велкома, и с юго-востока — из Южного Ранда (**рис. 7 и 8**).

Впоследствии это грандиозное скопление истощалось, формируя многочисленные новые африканские месторождения, но и сегодня запасы золота Африки остается одной из главных геологических тем [Щеглов, 1994; Frimmel, Nwaila, 2023; Taylor, Anderson, 2018].

При движении обломочных частиц действует механизм равенства весов: кварцевые галечки перемещаются вместе с равными по весу золотинками. Именно так получались знаменитые золотоносные кварцевые конгломераты провинции Витватерсранд, примерные ресурсы которой 80 тыс. т Au.

На **рис. 7** и **8** показано самое великое, что есть в Африке, а, возможно, и во всем мире: золотоносная провинция Витватерсранд вместе с главным своим рудоносным районом Центральный Ранд и местонахождение безоговорочно самой замечательной рудоносной интрузии Бушвельд: хром, платина и другие металлы.

Формирование золотоносного района Центральный Ранд началось 3 млрд лет назад и завершилось к 2,7 млрд лет [Hayward et al., 2005; Tucker, Viljoen, Viljoen, 2016]. Разумеется, сейчас содержание золота в конгломератах гораздо меньше, чем было в 18—19 веках, потому что его очень интенсивно добывали, но сохранение механизма движения обломочных частиц обеспечивает и сегодня образование всё новых золотоносных россыпей.

Таким образом, Центральный Ранд, как и другие зеленокаменные пояса с возрастом 2,7 млрд лет, являются источниками всех более молодых месторождений золота Мира.

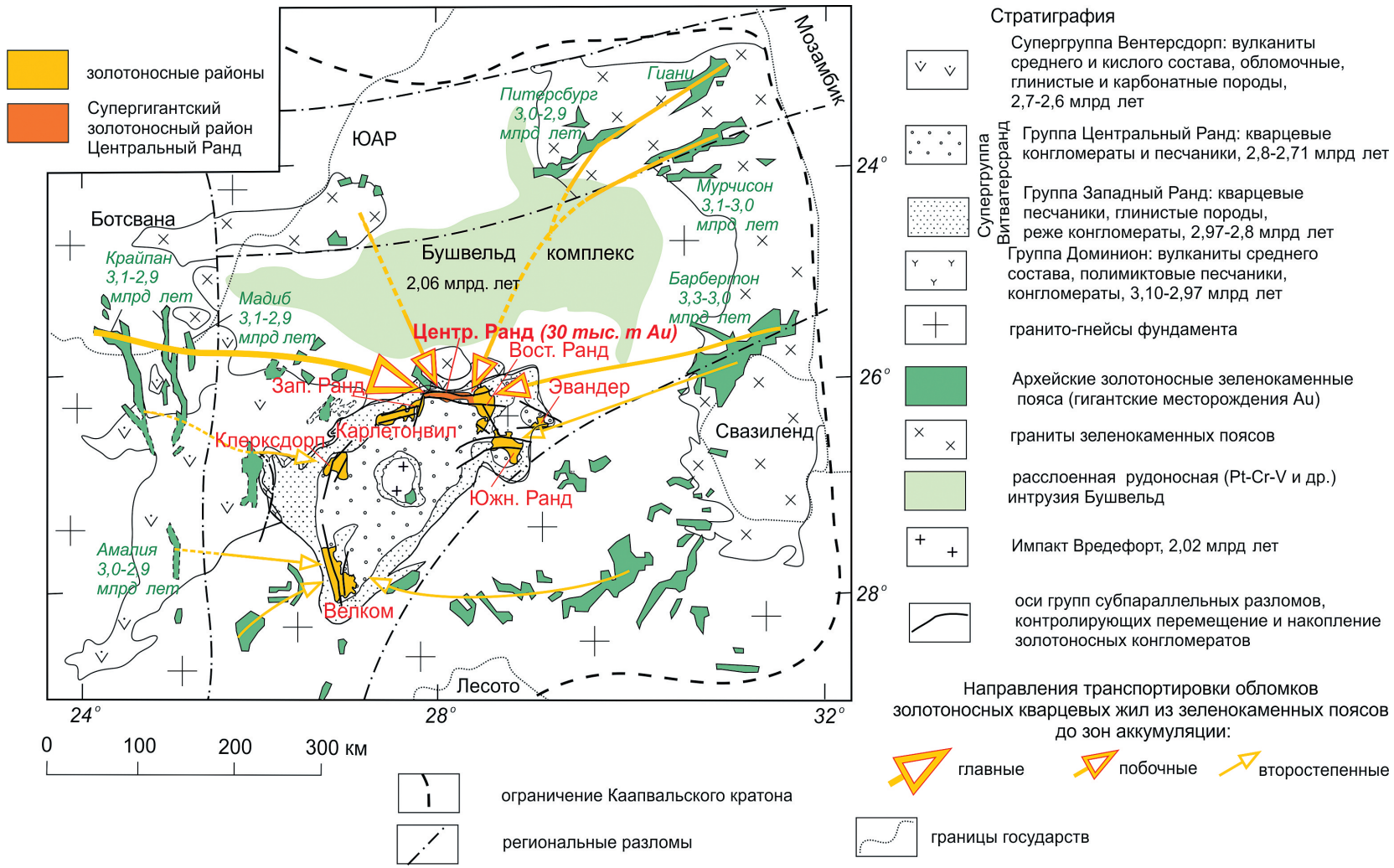


Рис. 7. Образование уникальных золоторудных полей в конгломератах группы Центральный Ранд (Витватерсранд, ЮАР) в результате разрушения кварцевых жил архейских зеленокаменных поясов.

Показано время, когда в конкретных поясах образованы те жилы, обломки которых формировали золотоносные конгломераты.

Использованы данные: [Anhaeusser, 2006; Brandl. et al., 2006; Dankert, Hein, 2010; Dirks et al., 2013; Jaguin et al., 2012; Koglin et al., 2010; Kröner et al., 2013; Laurent et al., 2013; Phillips, Powell, 2015; Poujol et al., 2008; Stewart et al., 2004; Tucker et al., 2016; Zeh et al., 2013].

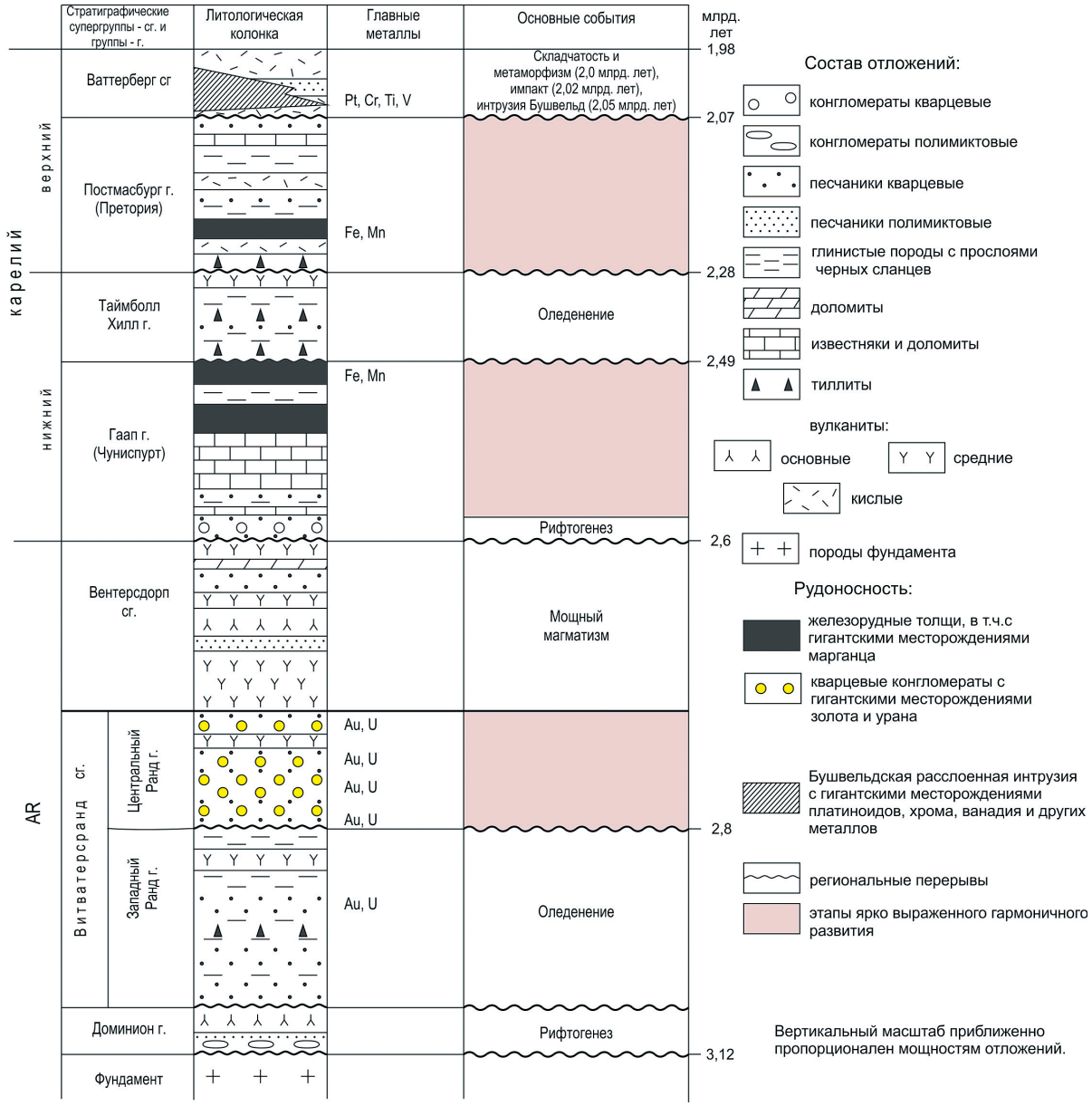


Рис. 8. Сводная литолого-стратиграфическая колонка верхнеархейско-карельских отложений Каапвальского кратона (Южная Африка) с распределением главных металлов и шкалой основных геологических событий.

Использованы данные: [Alexandre et al., 2006; Meyer, Robb, 1996; Sumner, Beukes, 2006].

1.2. Хромово-платиноворудный район Великая Дайка

В этом районе ресурсы хромовых руд составляют свыше 1 млрд т, запасы Cr_2O_3 — около 190 млн т при содержании Cr_2O_3 35—49 % в коренных месторождениях и 15—20 % в россыпях; запасы металлов платиновой группы (ПГЭ) — 3500 т при содержании металлов в рудах 3,1—4,3 г/т.

Уникальный второй (после Бушвельдской расслоенной интрузии) эпимантийный хромово-платиноворудный район Великая Дайка традиционно считается чуть ли не главным чудом природы из-за колоссальной протя-

женности (550 км при средней ширине 8 км, максимальной 12 км), богатства руд и разнообразия типов основных и ультраосновных магматических пород (**рис. 9).**

Расположен район в кратоне Зимбабве в архейских гранито-гнейсах (с возрастом 3.8—3.7 млрд лет) тоналитового состава, перекрытых складчатыми осадочно-вулканогенными породами (с возрастом 3.5 и 2.9—2.7 млрд

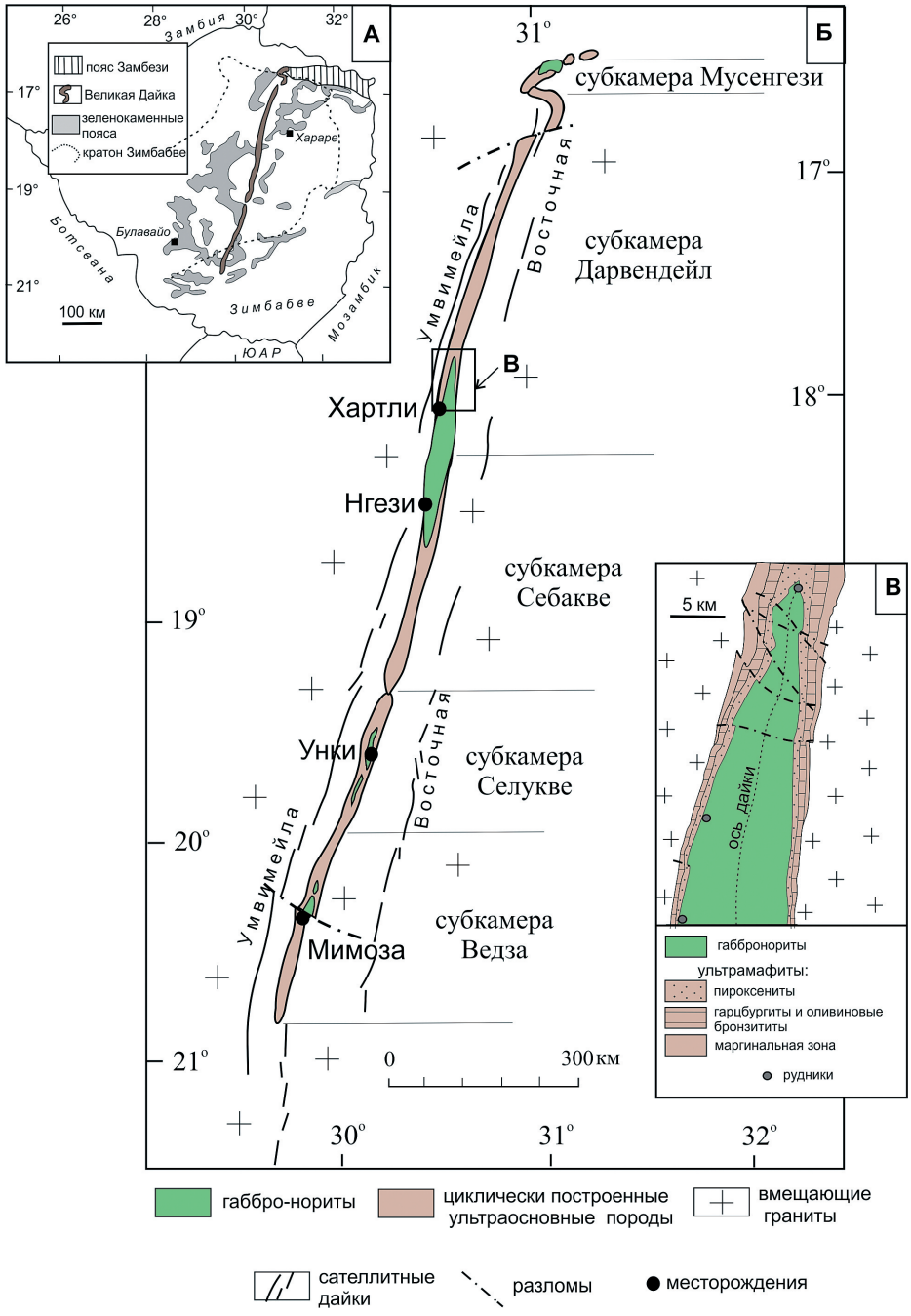


Рис. 9. Геологическая карта хромово-платиноворудного района Великая Дайка, Зимбабве (в трех масштабах: А, Б, В).

Использованы данные: [Oberthür et al., 2012; Prendergast, 2016; Prendergast, Wilson, 1989; Wilson, Prendergast,1989, 2001; Wilson, Tredoux, 1990].

лет). Эта толща пород раскололась на две части, и образовавшаяся зона раздвига неоднократно заполнялась магматическим расплавом гигантского объема (около 10 км^3). Возраст дайки — 2570 млн. лет. На своем протяжении с ЮЗ на СВ между городами Булавайо и Хараре она сложена слившимися удлиненными лопалитами, разделенными камерами с подчиненными субкамерами (Везда, Селукве, Себакве, Дарвендейл), и заканчивается изогнутой из-за сдвиговых движений субкамерой Муссенгези в виде змеиной головки.

Оперяют её с обеих сторон сателлитные дайки, из них наиболее протяженные Умвимейла и Восточная.

В вертикальном разрезе в составе дайки выделяются два крупных комплекса пород: нижний ультраосновной, представленный ритмично чередующимися дунитами, гарцбургитами и пироксенитами (бронзититами и вебстеритами) с прослоями хромититов, и верхний, сложенный породами основного состава — главным образом габбро и габбро-норитами. На протяжении дайки отмечено 17 месторождений. Основные запасы месторождений связаны с так называемой Главной Сульфидной Зоной, приуроченной к контакту ультраосновных и основных пород, а также с нижележащими 11 прослоями хромититов (**рис. 10**).

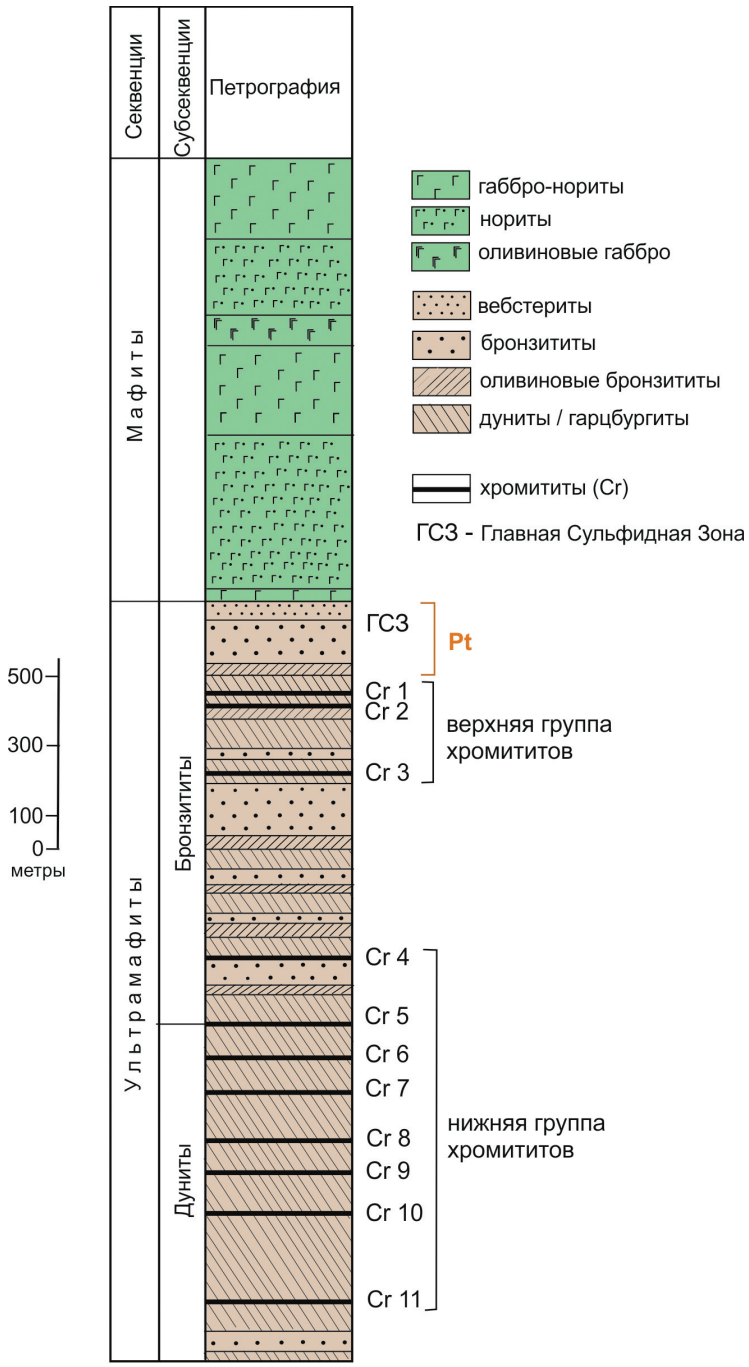


Рис. 10. Литостратиграфическая колонка Великой Дайки. Субкамера Дарвендейл, Зимбабве.

Использованы данные: [Wilson, Prendergast, 1989]

Главная Сульфидная Зона, 2—10 м толщиной, содержит 3—5,5 % сульфидов и арсенидов железа, никеля и меди (пирротин, пирит, халькопирит, пентландит), теллуридов и минералов платиновой группы. При этом наибольшие запасы хромитов связаны и с наиболее крупными субкамерами: Дарвендейл (псевдостратиформное месторождение хромитов Хартли) и Селукве (подиформный тип хромитов с рудными телами жило-, линзо- и воронкообразной формы). 80 % ресурсов ПГЭ также связаны с субкамерой Дарвендейл (месторождения Хартли и Нгези). Нижняя Сульфидная Зона менее обогащена металлами. Кроме того, надо отметить, что в зонах окисления развиты никелево-медные коры выветривания с содержанием никеля до 1—2 %, причем и никель, и медь попутно извлекаются из руд. При полном освоении уникальных месторождений Великой Дайки она может также давать в год 4.5 т платины, 3.4 т палладия, 0.36 т родия и 0.7 т золота [Белов, 2011].

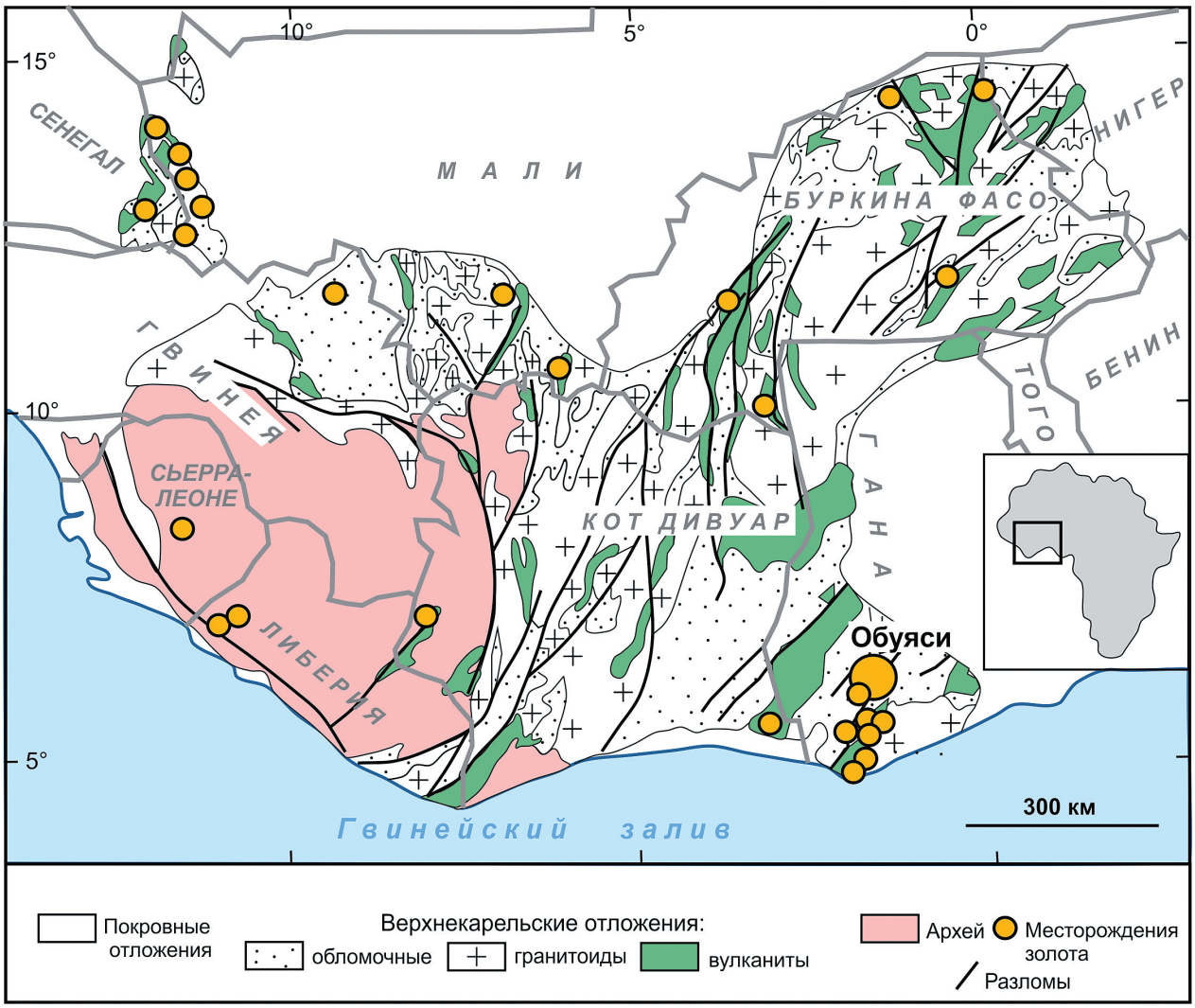
1.3. Золоторудный район Обуяси

Освоение золоторудного района Обуяси (Гана) началось еще в V веке, то есть на несколько столетий раньше, чем был открыт Витватерсранд (1886 год), и все это время он оставался самым богатым золотоносным районом Мира [Goldfarb et al., 2017]. Район Обуяси находится на побережье Гвинейского залива, где очень много золотых месторождений, но все их ресурсы (4318 т Au) суммарно близки к ресурсам одного района Обуяси. На **рис. 11** и в таблице на этом рисунке показано распределение месторождений золота в странах Гвинейского залива.

Золоторудная вулканогенно-осадочная супергруппа Биримиан (верхний карелий) включает черносланцевые отложения с потенциалом сульфидизации (пирит, пирротин, арсенопирит), достаточным для аккумуляции гигантских золотых месторождений. Рудовмещающей толщей являются черные сланцы и вулканокласти формации Кумаси [Fougerouse, 2015], а флюидоупором — филлиты этой же формации, а также вся формация Тарква (**рис. 12**). Ресурсы золота, определенные в последние годы, составляют 900 т [Obuasi, 2019].

Золотоносные растворы из подстилающих зеленокаменных поясов (материнские породы) поднимались по субвертикальному разлому Ашанти с глубины более 5 км (**рис. 13**).

Далее золото перемещалось в субгоризонтальный надвиг Обуяси, где к этому времени (2,2 млрд лет) сложилась зона сульфидизации в черных сланцах, и золото сорбировалось на сульфидах. Основная часть золота концентрировалась в черных сланцах и вулканокластитах (**рис. 14**). Далее в результате неоднократных активизаций часть золота из сульфидной зоны перемещалась в кварцевые жилы. В итоге основная, а скорее всего подавляющая часть золота сосредоточилась в зоне сульфидизации, а относительно небольшая часть попала в золото-кварцевые жилы и прожилки.



Страны	Запасы			Ресурсы		
	руда, млн.т	содержание Au, г/т	Au, т	руда, млн.т	содержание Au, г/т	Au, т
Гана	1130	1,77	1997	2187	1,97	4318
Буркина Фасо	377	1,34	504	1420	1,34	1898
Мали	349	2,43	848	978	1,93	1889
Гвинея	218	1,03	224	573	1,07	612
Кот Дивуар	90	1,96	177	257	1,68	432
Сенегал	56	2,02	113	264	1,58	416
Сьерра-Леоне	-	-	-	54	2,22	119
Нигер	8	1,25	10	49	1,18	58
Либерия	-	-	-	111	1,39	154
Всего	2228	1,74	3873	5893	1,68	9896

Рис. 11. Золото Гвинейского залива

Добывающие страны, их запасы и ресурсы.

Использованы данные: [Goldfarb et al., 2017; Perrouty, 2013; Yao, Robb, 2000]

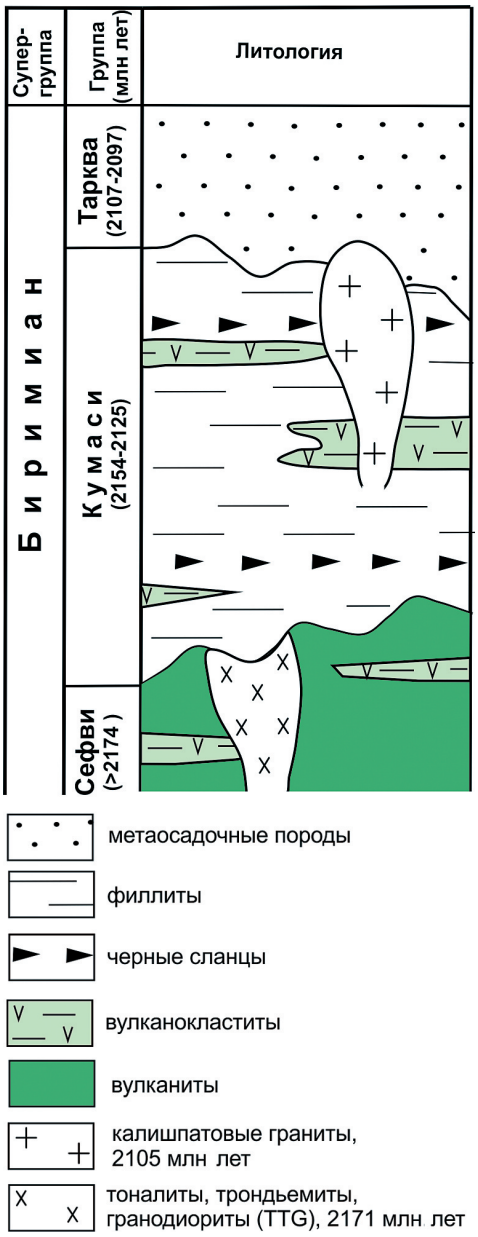


Рис. 12. Литолого-стратиграфическая колонка верхнего карелия в районе Обуяси, Гана.

Использованы данные: [Fougerouse, 2015]

По сути, траектория движения золота, состоящая из крутых и пологих разломов, может быть представлена лишь схематически. Центром же всей системы является сложно разветвленная зона сульфидизации, сообщающаяся как с флюидопроводящими, так и рудоконтролирующими разломами и сопровождающаяся различными по выраженности золото-кварцевыми жилами и прожилками.

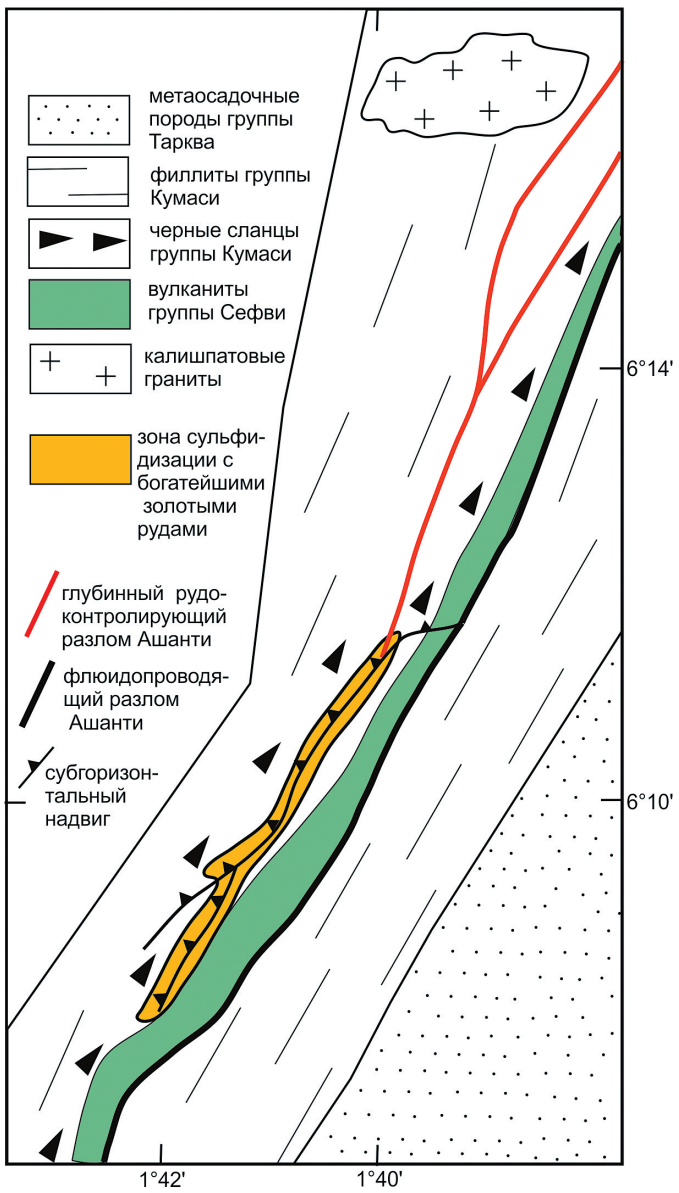


Рис. 13. Путь золота с больших глубин по рудоконтролирующему разлому Ашанти в зону сульфидизации субгоризонтального надвига: модель образования гиганта Обуяси.

Использованы данные: [Fougerouse, 2015; Obuasi, 2019; Osae et al., 1999].

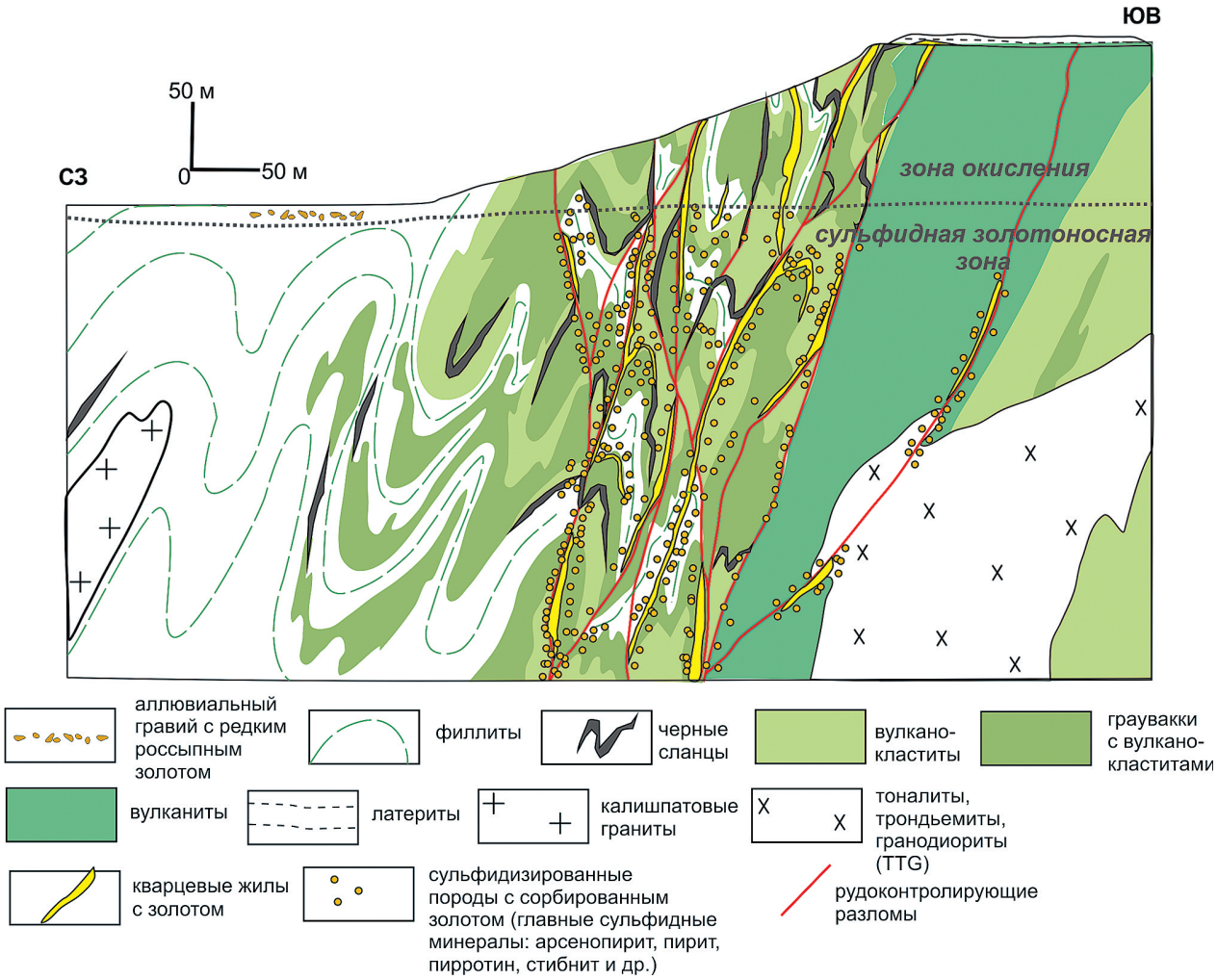


Рис. 14. Богатые золото-сульфидные руды в черных сланцах и вулканокластитах супергруппы Биримиан.

Использованы данные: [Smith et al., 2016 с небольшими изменениями].

На рис. 12—14 видно, как эффективно взаимодействуют субвертикальные и субгоризонтальные разломы при перемещении золота из материнских пород в заранее подготовленные зоны сульфидизации.

1.4—1.6. Интрузия Бушвельд

В составе знаменитой богатейшей расслоенной базитовой интрузии Бушвельд (больше 100 тыс км^2, возраст 2.06 млрд лет), мы так же, как и Д. В. Рундквист с соавторами [Крупные и суперкрупные ..., 2006], выделяем три района (лимба): Северный — V-Ti лимб, Cr-Pt Западный лимб и Pt-Pd Восточный лимб. Запасы интрузии: 75% мировых Pt и 50% Pd, две трети мировых запасов V. Возраст рудогенеза — поздний карелий, а гармония, определяемая глобальной цикличностью, в основном, архейская (**рис. 15, 16**).

Особо отметим два замечательных свойства интрузии: интенсивная дифференциация с четкой выраженностью отдельных зон (верхняя, главная

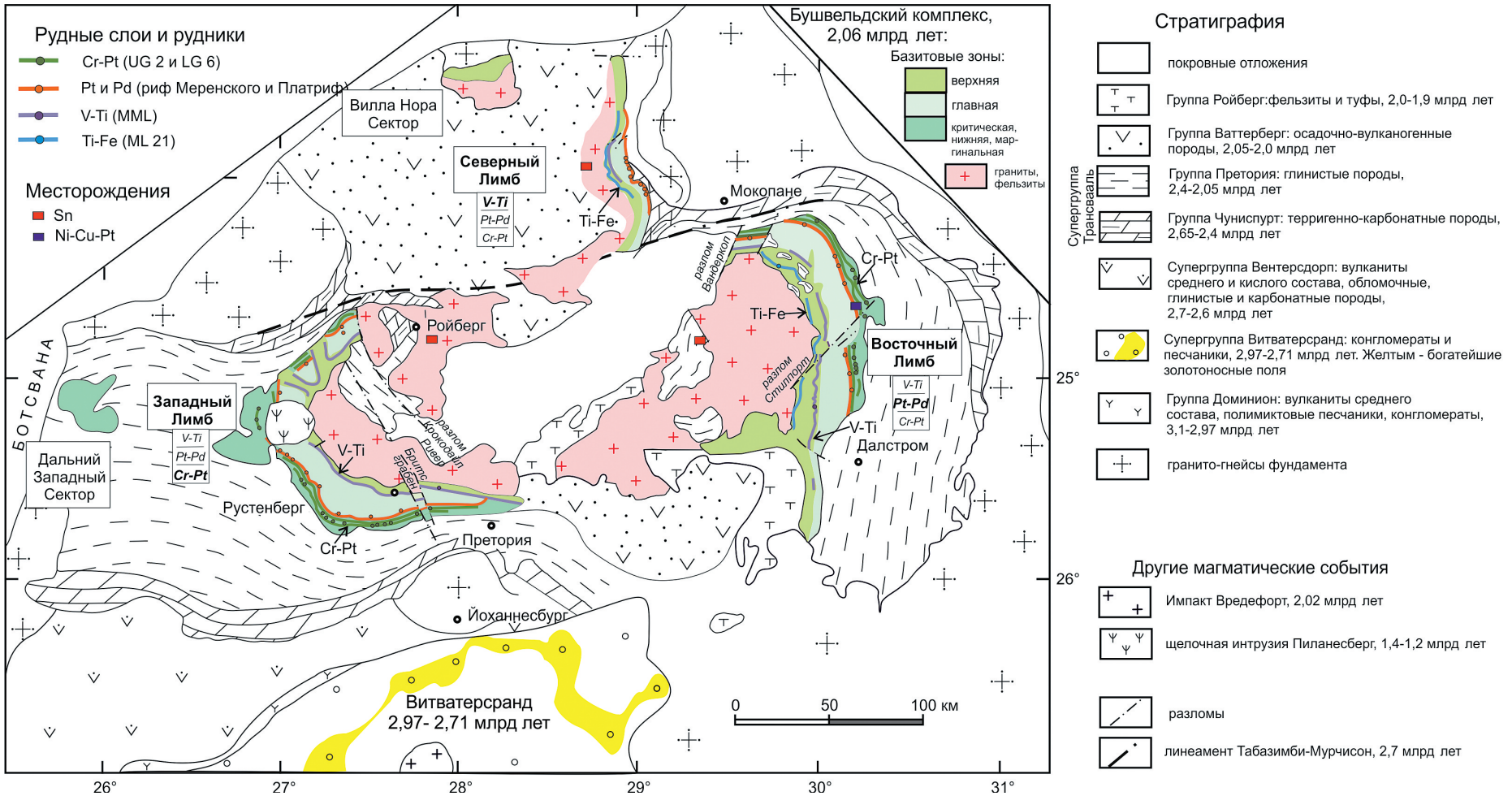


Рис. 15. Уникальная расслоенная интрузия Бушвельд (ЮАР): строение, вмещающие толщи, ассоциации металлов.

Использованы данные: [Ballhaus,1988; Barnes. et al., 2010; Eales, Costin., 2012; Hutchinson et al., 2015; Li et al., 2001; Maier, Barnes, 2008; Mathez, Mey, 2005; Oberthür et al, 2016; Rajesh. et al., 2013; Scoon, Costin, 2018; Scoon, Mitchell, 2011; Viljoen, 2016; Voordouw, Beukes, 2009; Voordouw et al., 2009; Waal et al., 2008; Zeh et al., 2015].

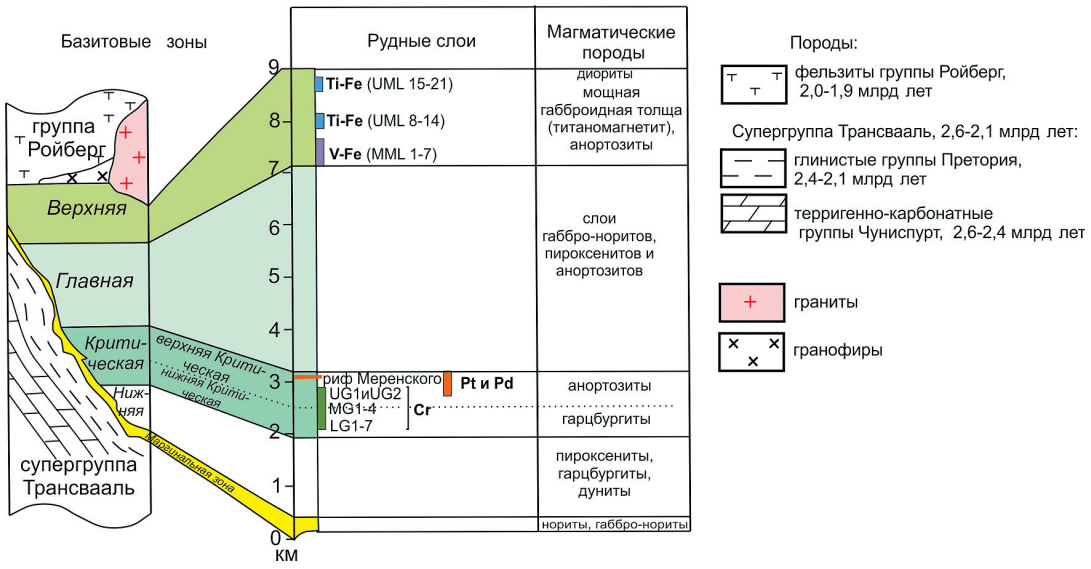


Рис. 16. Зональность руд расслоенной интрузии Бушвельд (2.06 млрд лет), привязанная к литостратиграфии и петрологии.

Использованы данные: [Scoon, Costin, 2018].

и критическая, см. **рис. 15**) и очень короткое время кристаллизации — всего несколько миллионов лет! Это соотношение между временем и масштабом процессов кажется невероятным, но теперь мы уже привыкли к быстроте прохождения самых сложных геологических событий. Что же касается дифференциации расплавов, то разнообразие составов лав, например, платиносодержащих, потрясает воображение.

Особо хочется сказать о положении в пространстве Бушвельда относительно Витватерсранда, образованного раньше его на 700 млн лет. Можно увидеть много сходных частностей, например, в участии одних и тех же разломов, но, пожалуй, более интересно то, что центр Бушвельда (его проекция) близок к Центральному Ранду (см. **рис. 7**), и это совпадение дает новые мысли для рассуждений.

1.4. Северный V-Ti Бушвельд (Северный лимб)

Интрузия обладает практически неисчерпаемыми запасами ванадия (две трети от всех мировых запасов), большая часть которых находится в Северном V-Ti Бушвельде (***V — 45 млн т,*** Pt — 4,1 тыс. т, Pd — 4,2 тыс. т). Хотя месторождения ванадия есть во многих европейских странах, в том числе и в России (в Сибири и на Балтийском щите), но нельзя забывать, что этот металл токсичен, и разрабатывать его месторождения, например, на берегу Онежского озера, связано с экологическим риском. В условиях же рудного района с гигантскими запасами организовать охрану среды совсем несложно. Поэтому рано или поздно высококачественные ванадиевые руды Бушвельда будут интенсивно разрабатываться. Конечно, сказанное относится к очень многим районам, но особенно к Африке, где больше всего гигантов, далеких от промышленных районов.

1.5. Западный Pt-Cr Бушвельд (Западный лимб)

Западный хромово-платиноворудный район по практической значимости похож на ванадиевый Бушвельд — в его недрах заключено больше половины мировых запасов хрома (***Cr — 2,7 млрд т, Pt — 7 тыс. т,*** *Pd — 3,6 тыс. т*, V — 17 млн т), но это свойство самого Бушвельда — в нем всё великое. Конечно, по геологическим особенностям этот район похож на другие хромовые гиганты (Кемпирсай, Качканар, Кеми): по приуроченности к ультрамафитовой интрузии, по минеральному составу, по морфологии рудных тел, но даже на мелкомасштабной карте бросаются в глаза его уникальные параметры — протяженность хромитовых тел, расположение внутри интрузии, связь с другими месторождениями.

1.6. Восточный Pt-Pd Бушвельд (Восточный лимб)

В Главном Восточном платиново-палладиевом рудном районе сосредоточены самые богатые руды платиноидов (***Pt — 18,2 тыс. т, Pd — 14,3 тыс. т (в сумме 32 тыс. т PGE)***, Cr — 2,1 млн т, V — 3.8 млн т). Именно здесь изучается генетика процессов, определяющих роли верхней, главной и критической зон в особенностях рудогенеза. Здесь хочется сказать о роли человека, с которого все начиналось, — выдающегося геолога Г. Меренского. Его замечательные статьи, начиная с 20-х годов прошлого века, организующая роль в начале платинового пути, имели решающее значение.

И в том, что сегодня работы африканских геологов из Йоханнесбурга являются едва ли не лучшими среди публикаций, во многом его заслуга. Исходя из безоговорочного приоритета Г. Меренского, мы включили в район не только сам одноименный риф Меренского, но также Платриф и, конечно, самый богатый платиной горизонт UG-2, так что в итоге запасы Pt и Pd достигли в этом районе 32 тыс. т [Крупные и суперкрупные…, 2006].

1.7—1.8. Луфилианский пояс

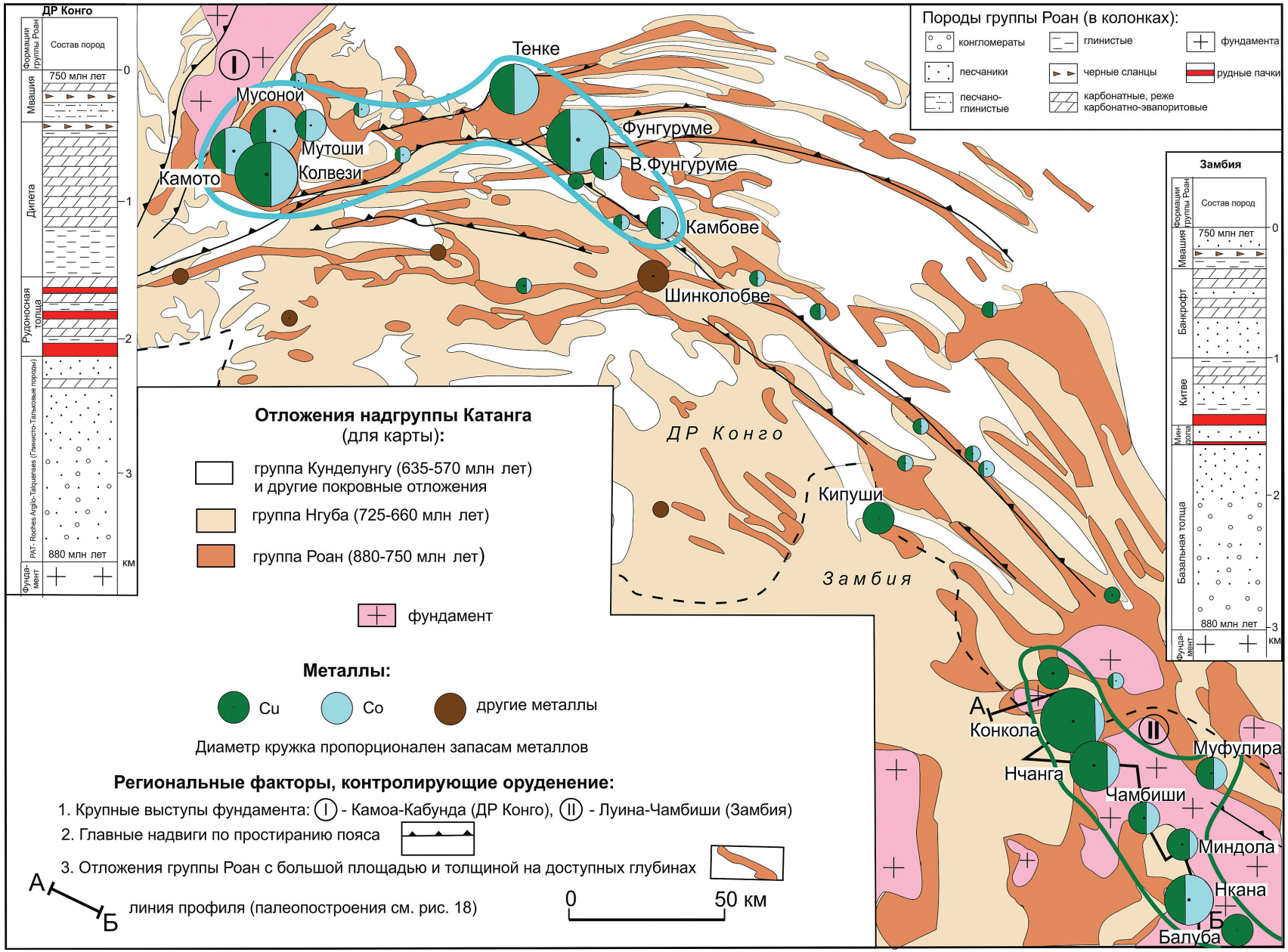
Африканский континент имеет и другие оригинальные черты великих рудоносных районов, что относится, в частности, к Луфилианскому поясу Экваториальной Африки **(рис. 17).** Здесь нами выделены два ключевых рудо-

---

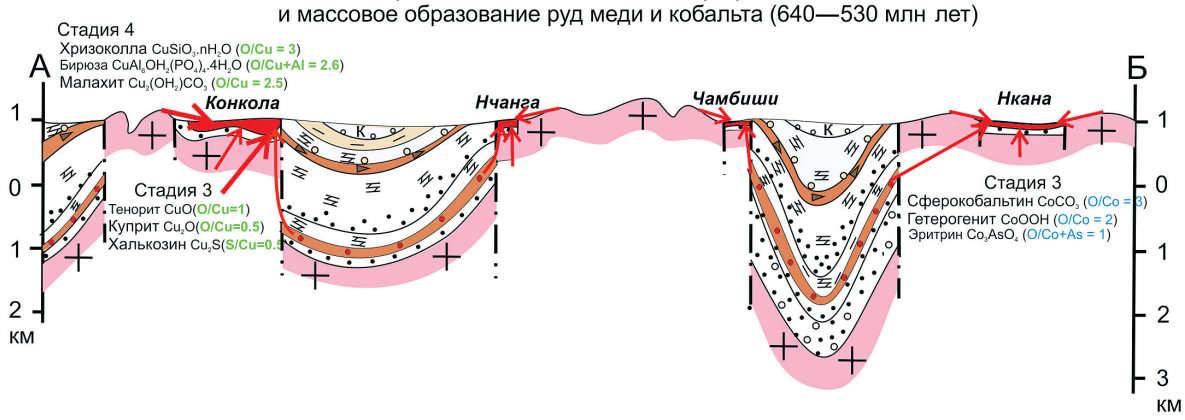
Рис. 17. Карта Луфилианского медно-кобальтового пояса.

Выделены гигантская кобальтоносная (голубой контур — ДР Конго) и меденосная (зеленый контур — Замбия) провинции с отвечающими им литолого-стратиграфическими колонками группы Роан.

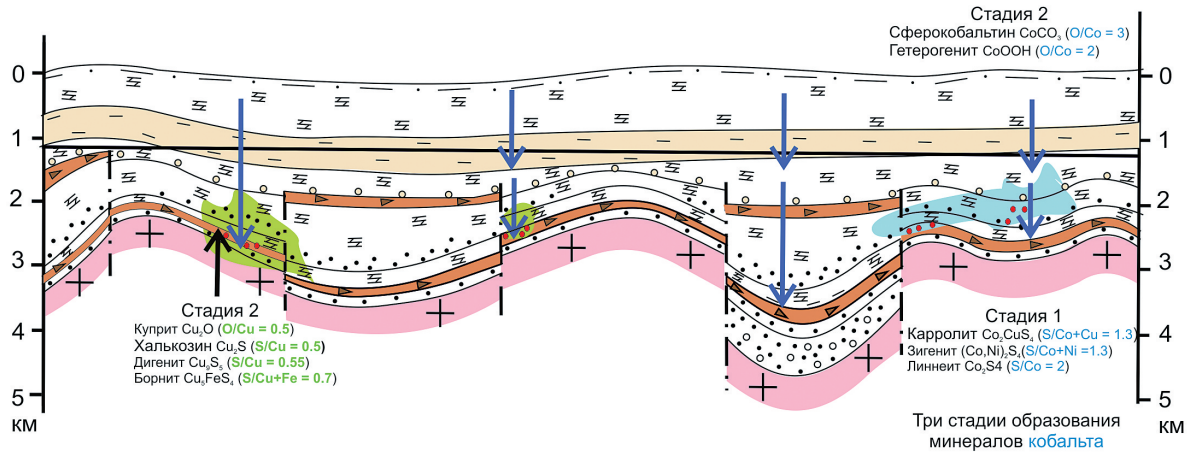
Использованы данные: [Cailteux et al., 2005; Dewaele et al., 2006; Central African Copperbelt // PorterGeo Datebase; Sutton, Maynard, 2005].


ДР Конго
Формации группы Роан
Состав пород
Мвашия
750 млн лет
Дипета
Рудоносная толща
PAT- Roches Argilo-Talqueuses (Глинисто-Тальковые породы)
880 млн лет
Фунда-мент
км
Породы группы Роан (в колонках):
конгломераты
глинистые
фундамента
песчаники
черные сланцы
рудные пачки
песчано-глинистые
карбонатные, реже карбонатно-эвапоритовые
Замбия
Банкрофт
Китве
Мин-дола
Базальная толща
Мусоной
Мутоши
Колвези
Камото
Тенке
Фунгуруме
В.Фунгуруме
Камбове
Шинколобве
ДР Конго
Кипуши
Замбия
Конкола
Нчанга
Чамбиши
Муфулира
Миндола
Нкана
Балуба
Отложения надгруппы Катанга
(для карты):
группа Кунделунгу (635-570 млн лет)
и другие покровные отложения
группа Нгуба (725-660 млн лет)
группа Роан (880-750 млн лет)
фундамент
Металлы:
Cu
Co
другие металлы
Диаметр кружка пропорционален запасам металлов
Региональные факторы, контролирующие оруденение:
1. Крупные выступы фундамента: I - Камоа-Кабунда (ДР Конго), II - Луина-Чамбиши (Замбия)
2. Главные надвиги по простиранию пояса
3. Отложения группы Роан с большой площадью и толщиной на доступных глубинах
А Б линия профиля (палеопостроения см. рис. 18)
0 50 км

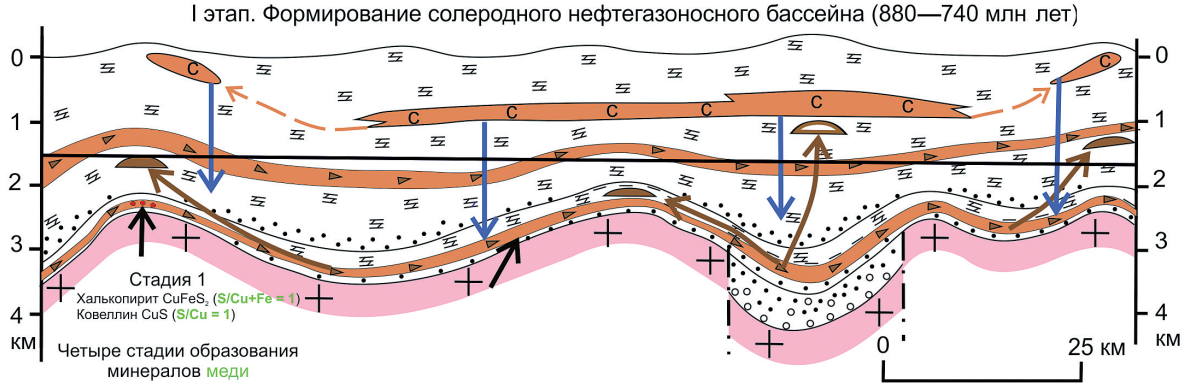
III этап. Активизация вертикальных движений, диастрофизм, дизъюнктивные дислокации и массовое образование руд меди и кобальта (640—530 млн лет)



II этап. Разрушение нефтегазоносного бассейна, продолжение соленакопления, гравитационное опускание рассолов и зарождение рудоносности (740—640 млн лет)



I этап. Формирование солеродного нефтегазоносного бассейна (880—740 млн лет)



Реперные отложения:

- К — нерасчлененные отложения группы Кунделунгу и покровные
- группы Нгуба
- группы Роан
- перерывы с интенсивным размывом

Породы:

- конгломераты
- песчаники
- песчано-глинистые
- глинистые (флюидоупоры)
- черные сланцы (материнские)
- карбонатно-эвапоритовые (материнские)
- соли
- фундамента
- разломы

Миграция:

- углеводородов
- соляных диапиров
- рассолов вниз по разрезу чехла
- растворов из фундамента
- рудообразующих растворов

Область интенсивной миграции рудоносных растворов:

- меденосных
- кобальтоносных

- газовые залежи
- нефтяные залежи
- рудные залежи
- рудо-проявления

Рис. 18. История развития Луфилианского медно-кобальтового пояса.

Показана миграция различных флюидов, определяющая рудогенез (линия профиля — см. **рис. 17**).

Использованы данные: [Cailteux et al., 2005; Sutton, Maynard, 2005].

носных района, которые развиваются по одинаковому сценарию **(рис. 18).** Сначала они проходят этап нефтегазоносного бассейна, после его разрушения продолжается соленакопление, далее следует гравитационное опускание рассолов и затем мощные активизация и рудогенез.

Оба района активно эксплуатируются, но все же их мировая значимость несопоставима. Кобальтовые месторождения (ДР Конго) являются самыми богатыми в мире, тогда как медные интересны лишь для своей страны — Замбии.

Правда, богатейшие руды имеют разный состав: в районе Колвези (ДР Конго) доминирует кобальт (подтвержденные запасы 3,4 млн т Co, т. е. более 50 % мировых), а в районе Конкола (Замбия) — медь (40 млн т Cu). В 2022 году ДР Конго дала 130000 т Co, т. е. 68% мирового Co. И по производству меди ДР Конго стала второй в мире, выдав в 2023 году 2,84 млн т, превысив показатели Перу (2,76 млн т).

В Колвези образуются уникальные руды одновалентной меди (Cu_2S и др.) при содержании меди в рудах до 80%, тогда как в Конколе образуются руды двухвалентной меди (CuS) при содержании меди немногим больше 30 %.

Однако среднее содержание меди в рудах Замбии составляет 3—3,7 %, хотя в других месторождениях мира обычно 0,6—0,8 %, а общие запасы составляют 20 % от общемировых. Более того, в настоящее время медный проект Мингомба (2023 г.), используя в поисках искусственный интеллект, обнаружил в Замбии по геологическим архивам крупнейшее в мире месторождение с максимальным содержанием Cu в руде до 8 %. Его запасы — 247 млн т руды при среднем содержании Cu в руде 3,64 % (около 10 млн т меди).

1.7. Кобальтоворудный район Колвези (ДР Конго)

Район Колвези располагается на севере Луфилианского пояса, и здесь в условиях карбонатного разреза синия (см. **рис. 17** и **18**) примерно с 740 млн лет назад при смешении мантийных и осадочных флюидов по трансвапоритовой модели образуется ассоциация кобальтовых, часто с никелем, сульфидов: карролит [Co_2CuS_4], зигенит [$(CoNi)_3S_4$], линнеит [Co_3S_4]. Далее с 640 млн лет в связи с интенсивной структурной активизацией и повышением пластовых температур с внедрением гранитных интрузий, особенно во время Пан-Африканского и Луфилианского орогенезов (600—480 млн лет назад), при продолжающемся рудообразовании сульфиды сменяются карбонатами,

гидратами и даже арсенатами, образуя ассоциации сферокобальтина [$CoCO_3$], гетерогенита [CoOOH] и эритрина [$CoAsO_4$]. Кроме главного гиганта Колвези в кобальтоворудном районе ДР Конго есть еще несколько гигантов: Фунгуруме, Тенке, Мусонои, Камото, Восточный Фунгуруме, Камбове и Мутоши (см. **рис. 17**).

Таким образом, помимо уникального богатства (Co — 3,4 млн т; Cu — 60 млн т), район Колвези характеризуется еще многими оригинальными чертами, в особенности разнообразием минеральных ассоциаций.

1.8. Меднорудный район Конкола (Замбия)

Второй из районов Луфилианского пояса — Конкола (Замбия) является меднорудным эпиосадочным и располагается на юге этого пояса (см. **рис. 17**). Кроме Конколы в район входят еще 3 медных гиганта: Нкана, Муфулира, Нчанга. Здесь преимущественно в терригенном разрезе (см. **рис. 18**) с начала синия (с 880 млн. лет) начинается образование сульфидных руд: халькопирит [$CuFeS_2$], ковеллин [CuS], к которым с 740 млн. лет добавляется одновалентная медь: дигенит [Cu_9S_5], борнит [Cu_5FeS_4] и халькозин [Cu_2S], а также окисел куприт [Cu_2O]. С 640 млн лет роль кислородных соединений меди возрастает: тенорит [CuO], куприт, и, хотя еще сохраняется халькозин, образуются малахит $Cu_2[(OH)_3CO_3]$, бирюза $\{CuAl_6[(OH)_2(PO_4)]_4\ 4H_2O\}$, хризоколла [$CuSiO_3nH_2$ O].

1.9. Марганцеворудное поле Калахари

Марганцеворудное поле Калахари находится в провинции Северный Кейп (ЮАР) и является самым богатым из древних марганцеворудным районом.

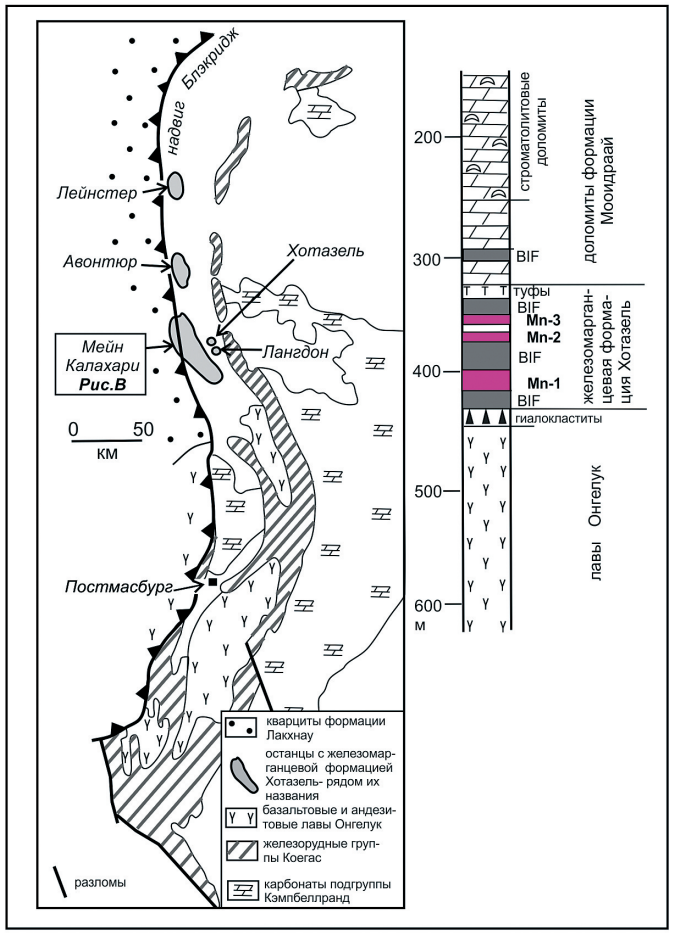
В докембрийских отложениях на всей суше мира заключено 83,6 % (5,2 млрд т) ресурсов Mn. Из них 77 % (т. е. порядка 4,2 млрд т) приходится на ЮАР.

При этом содержание марганца в рудах обычно колеблется от 22 до 45 %. [Beukes et al., 2016].

Богатые руды марганца принадлежат формации Хотазель (2,4—2,1 млрд лет, почти весь карелий) верхней части супергруппы Трансвааль (2,67—2,06 млрд лет), которая сохранилась в Южной Африке в пределах трех бассейнов Каапваальского кратона: Трансвааль, Гриквaленд-Вест и Канье **(рис. 19, А)** [Tsikos et al, 2003]. Нижняя часть супергруппы Трансвааль входит в состав одного из самых ранних крупных платформенных комплексов на Земле, известный как «карбонатная последовательность Кемпбеллранда-Мальмани» [Altermann, Wotthrspoon,1995; Beukes, 1987].

В пределах бассейна Гриквaленд-Вест на сохранившихся от размыва останцах супергруппы Трансвааль (Мейн Калахари, Авонтюр, Лейнстер, Лангдон, Хотазель — **рис. 19, Б)** и расположен марганцеворудный район — поле Калахари. В его состав, кроме супергигантского месторождения Маматван, вхо-





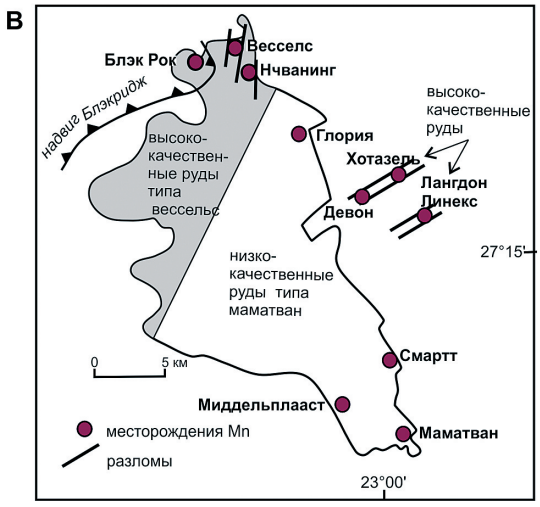


Рис. 19. Марганцеворудный район поля Калахари

А. Бассейны супергруппы Трансвааль

Б. Геологическая карта и литологическая колонка бассейна Гриквaленд-Вест

В. Главные залежи железомарганцевого останца Мейн Калахари

Использованы данные: [Варенцов, Кулешов, 2019; Beukes et al., 2016; Gutzmer, Beukes, 1996; Tsikos, Beukes, 2003].

дят также гиганты Миддельплатс, Смартт, Лангдон Аннекс, Девон, Хотазель, Глория, Нчванинг, Весселс и Блэк Рок (**рис. 19, В**) [Summer, 2006]. На сильно измененной эрозионной архейской поверхности Кэмпбеллранских доломитов несогласно залегают железо- и марганцеворудные отложения карелия группы Коегас (2,46—2,43 млрд лет), сменяющиеся постледниковыми и эффузивными породами группы Постмасбург, в состав которой входит формация Хотазель (2.4—2.1 млрд лет) — **рис. 20.**

Отложения формации Хотазель залегают на базальто-андезитовых лавах (пиллоу-лавы) формации Онгелук и диамиктитах и гиалокластитах формации Макганиен и согласно перекрываются комплексом терригенно-карбонатных пород формации Мооидраай. Последняя представлена мощной толщей доломитов, доломитистых известняков, местами строматолитовых, переслаивающихся с карбонатными глинами, кремнистыми сланцами и лавами основного и среднего состава. В состав формации Хотазель входят лютиты, представленные оксидами Mn и Fe (гематит, якобсит, браунит, браунит 2, гаусманит, биксбиитит и др.), и марганцевые карбонаты (родохрозит, манганокальцит, кутнагорит) [Gutzmer, Beukes, 1996]. В разрезе формации выделяется три рудных тела (нижнее, среднее и верхнее — см. **рис. 19, Б**), наиболее экономически выгодное — нижнее, толщиной 45 м с 11 богатыми горизонтами (оно сейчас отрабатывается).

Перечисленные формации составляют верхнюю часть супергруппы Трансвааль и перекрываются после главного эрозионного несогласия красноцветными породами формации Мапеди/Гамагара, группы Олифанцхоек (2,39—1.92 млрд лет) (см. **рис. 20**). Окончательно марганцевое поле Калахари погребено под терригенными породами (гравий, глина, песок, известковистые конгломераты) мел-кайнозойского возраста.

Руды подверглись метаморфизму и гидротермальным изменениям: браунит-кутнагоритовые седиментационные лютиты преобразовались в гаусманит-биксбиит-браунит-II минеральную ассоциацию, а при гипергенных изменениях кристаллизовались тодорокит и пиролюзит.

Гипергенные изменения отмечены в *до-Мапеди* время и кайнозое — 42, 25 и 10,5 млн лет тому назад. В результате выделено несколько промышленных типов руд, в основном «*маматван*» (браунитовые лютиты) и «*вессельс*» (гидротермально переработанные руды «маматван»). На **рис. 19, В** проведена граница между карбонатными рудами «маматван» на юге с относительно низким содержанием Mn (<40 %) и со свободными от карбонатов на севере, представленными в основном окислами Mn, богатыми рудами «вессельс» с высоким, обычно 44 % содержанием Mn. При этом 95—97 % запасов Mn находятся в рудах типа «маматван».

В литературе дается два отличающихся возраста рудогенеза формации Хотазель: 2,22—2,0 млрд лет [Beukes et al., 2016] и 2,4 млрд лет [Mhlanga et al., 2023], т. е. хронологически в терминальный период окончания «глобального оледенения» (Snowball Earth) — начала (2,33 млрд лет) «великого события оксигенизации» (Great Oxidation Event). Более древний возраст (2,4 млрд лет)

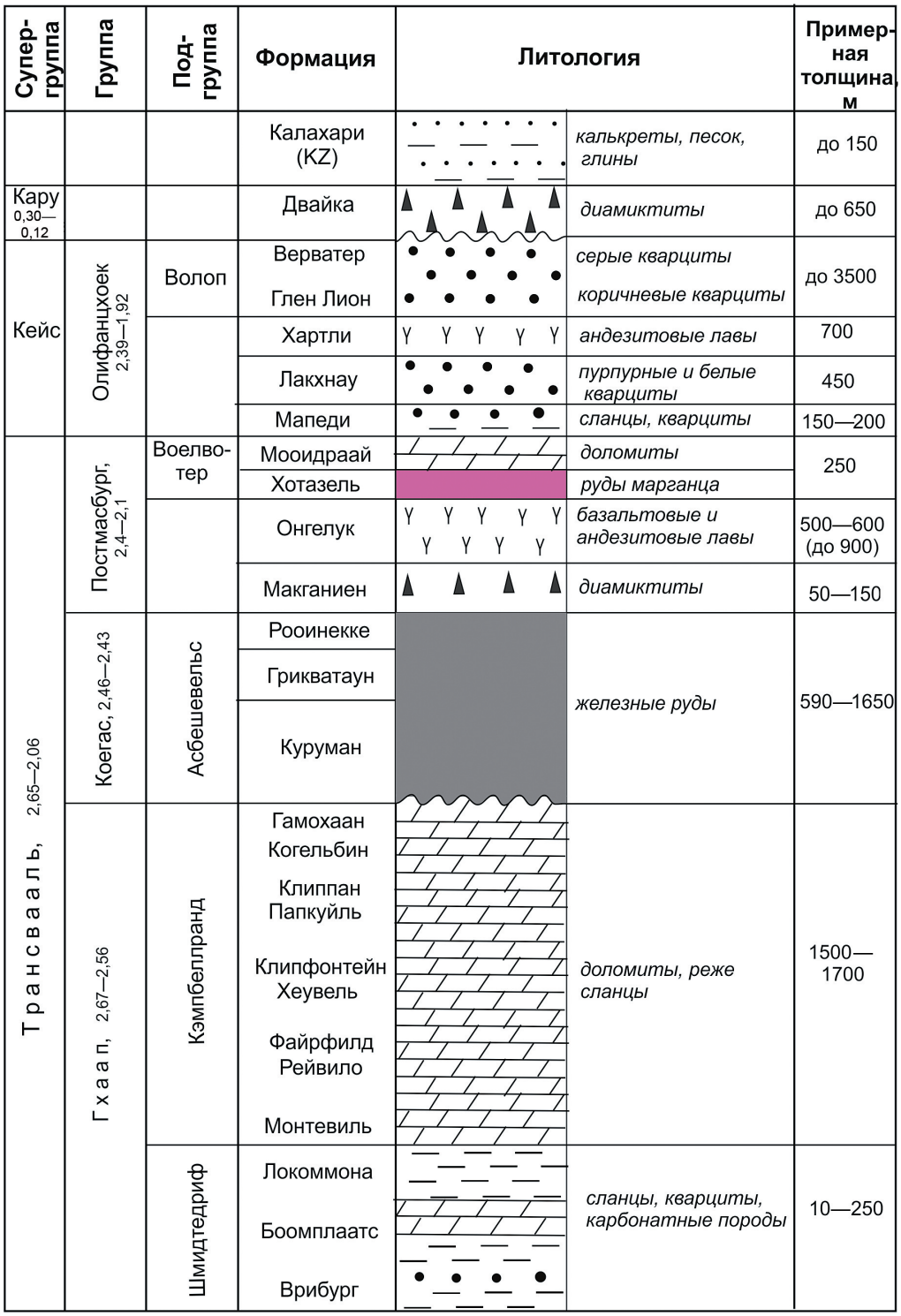


Рис. 20. Литолого-стратиграфическая колонка района месторождений марганцеворудного поля Калахари (возраст в млрд лет).

Использованы данные: [Gutzmer, Beukes, 1996; Coetzee et al., 2024; Summer, Bowring, 1996; Пхаров, 2021]

объясняется присутствием в этих отложениях прослоев джеспилитов, свидетельствующих уже о наличии, хоть и в небольшом количестве, кислорода, необходимого для кристаллизации окислов марганца.

О генезисе марганцевого оруденения тоже имеются две точки зрения: апвелинговая (привнос Mn океаническими водами) и вулканогенно-эксгалятивная (гидротермальная) — поступление Mn из подстилающих лав формации Онгелук. При этом в марганцевых рудах формации Хотазель, ассоциирующих с полосчатыми железистыми силицитами, отмечаются и высокие концентрации ряда малых и редких элементов (B, Ge, W, Mo, Cr, Ni, Zn, Cd, Pb, Ag, Bi, Sb, Te, Se) [Варенцов, Кулешов, 2019].

Глава 2. Австралия

По уменьшению возраста руд вслед за Африкой мы рассматриваем Австралию. Конечно, на Австралийском континенте в целом руды гораздо моложе, но весьма значительные площади заняты отложениями акитканского возраста (от 1,9 до 1,6 млрд лет), причем как ураноносными, включающими уникальные районы Джабилука и Олимпик Дам и гигантское месторождение Рейнджер, так и полиметаллическими с уникальными свинцово-цинково-серебряными районами Маунт Айза и Брокен Хилл.

Одни из самых древних (2,65—2,45 млрд лет) и одновременно самые важные с точки зрения условий рудогенеза являются месторождения золота и никеля. Для всей Западной Австралии эти месторождения показаны на карте (**рис. 21**).

На юге Австралии резко выделяется район Калгурли, а в нем целая серия гигантских месторождений: Голден Майл, Маунт Шарлотта, Кановна Беллс, Нью Серебрейшн и Сант Ивес, восточнее района ещё — Санрайс Дам, Валраби, Гранни Смит, а на севере Австралии уже за пределами района Калгурли выявлены золотые месторождения Леонора, Тармула, Агнью, Лавлес и Бронзевин. При этом перспективы золотоносности северных территорий представляются особенно большими.

2.1. Золоторудный район Калгурли

Этот район часто сравнивают с другим золотым уникумом Абитиби в Канаде. Район Калгурли тоже великолепно изучен, а его запасы уже составляют 2,5 тыс. т золота. Возраст руд 2,65 млрд лет **(рис. 22**).

Уникальная черта района состоит в том, что метасоматические руды в большей своей части размещаются внутри крупной долеритовой дайки **(рис. 23, 24**), часто присутствуют и порфировые дайки.

Такие примеры не единичны — скажем, на площади кратона Пилбара железные руды нередко замещают базитовые дайки. Конечно, замещение даек золотой минерализацией наблюдается редко, но, как и для всех других золотых месторождений Австралии, хорошо изучены все стороны процесса сульфидизации и последующей сорбции золота сульфидами **(рис. 25**).

Вообще, пожалуй, можно сказать, что по оригинальности самых разных особенностей руд Австралия превосходит все другие части света. Важно еще подчеркнуть, что самые высокие содержания золота наблюдаются в ярко выраженных кварц-золото-сульфидных жилах, связанных с разломами (см. **рис. 23**). В осадочных породах, в том числе конгломератах, золота мало.

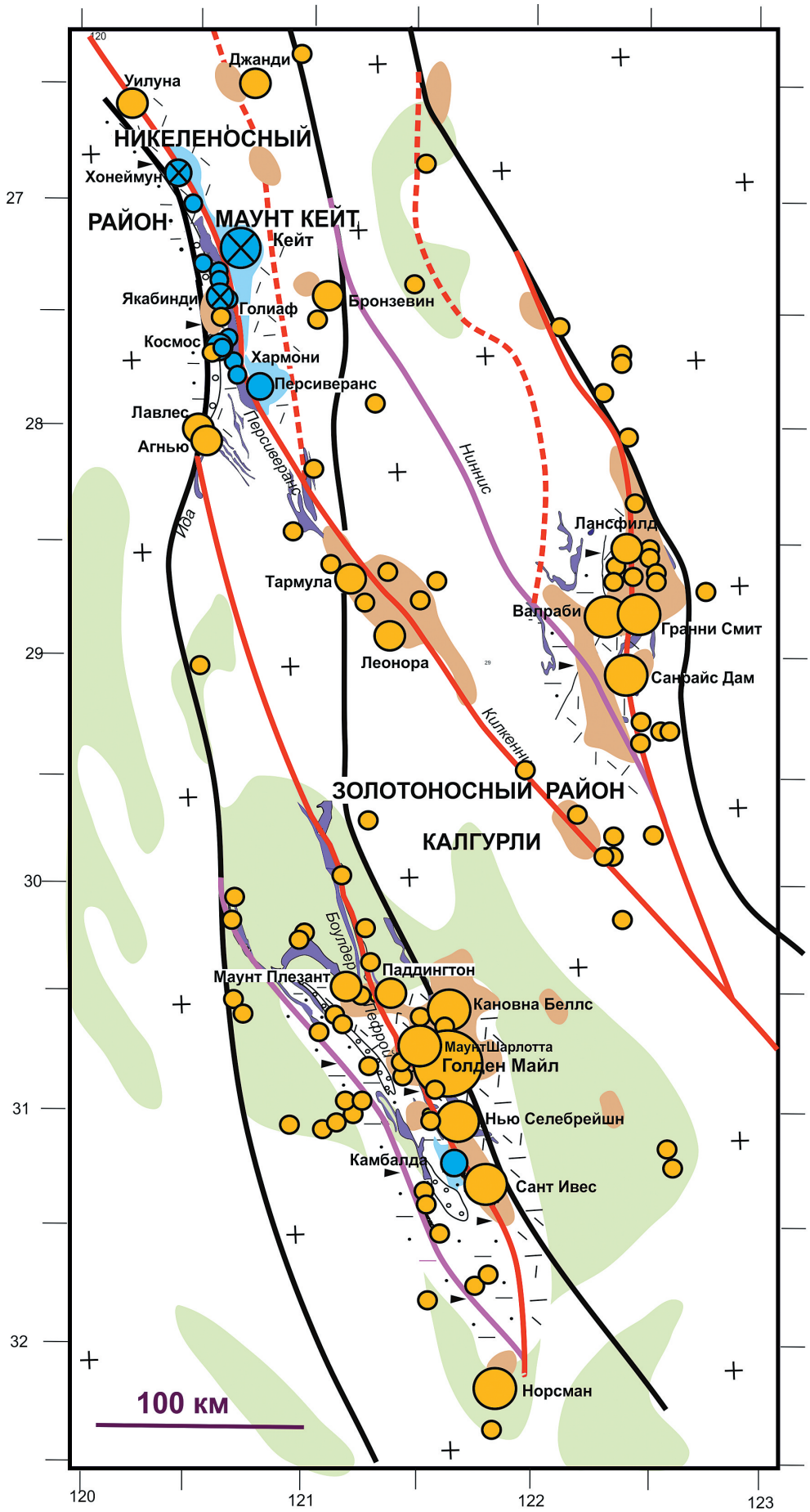

Джанди
Уилуна
НИКЕЛЕНОСНЫЙ
РАЙОН
Хонеймун
МАУНТ КЕЙТ
Кейт
Якабинди
Голиаф
Бронзевин
Космос
Хармони
Персиверанс
Лавлес
Агнью
Персиверанс
Ирба
Нинис
Лансфилд
Тармула
Вапраби
Гранни Смит
Леонора
Санрайс Дам
Килкенни
ЗОЛОТОНОСНЫЙ РАЙОН
КАЛГУРЛИ
Боултер
Маунт Плезант
Паддингтон
Кановна Беллс
Перфрой
МаунтШарлотта
Голден Майл
Нью Селебрейшн
Камбалда
Сант Ивес
Норсман
100 км
120
121
122
123
27
28
29
30
31
32



Рис. 21. Рудоносный зеленокаменный пояс Норсман — Вилуна.

Два главных рудоносных района кратона Йилгарн, Зап. Австралия: золотоносный — Калгурли и никеленосный — Маунт Кейт.

Использованы данные: [Baggott et al., 2005; Bateman, Bierlein, 2007; Bateman, Hagemann, 2004; Blewett, 2010; Blewett et al., 2010a, b; Blewett et al., 2010; Brown et al., 2002; Carver et al., 2004; Collins et al., 2012; Czarnota et al., 2010; Duuring et al., 2007; Elmer et al., 2007; Gole, 2014; Hagemann et al., 1992; Hayman et al., 2015; Joly et al., 2010; Kositsin et al., 2008; Mueller, Muhling, 2013; McNaughton et al., 2005; Perring, 2015, 2016; Perring, 2015a,b; Phillips et al., 1996, 2019; Salier et al., 2005; Standing, 2008; Vielreicher et al., 2010; Weinberg et al., 2005; Weinberg, Borgh, 2008].

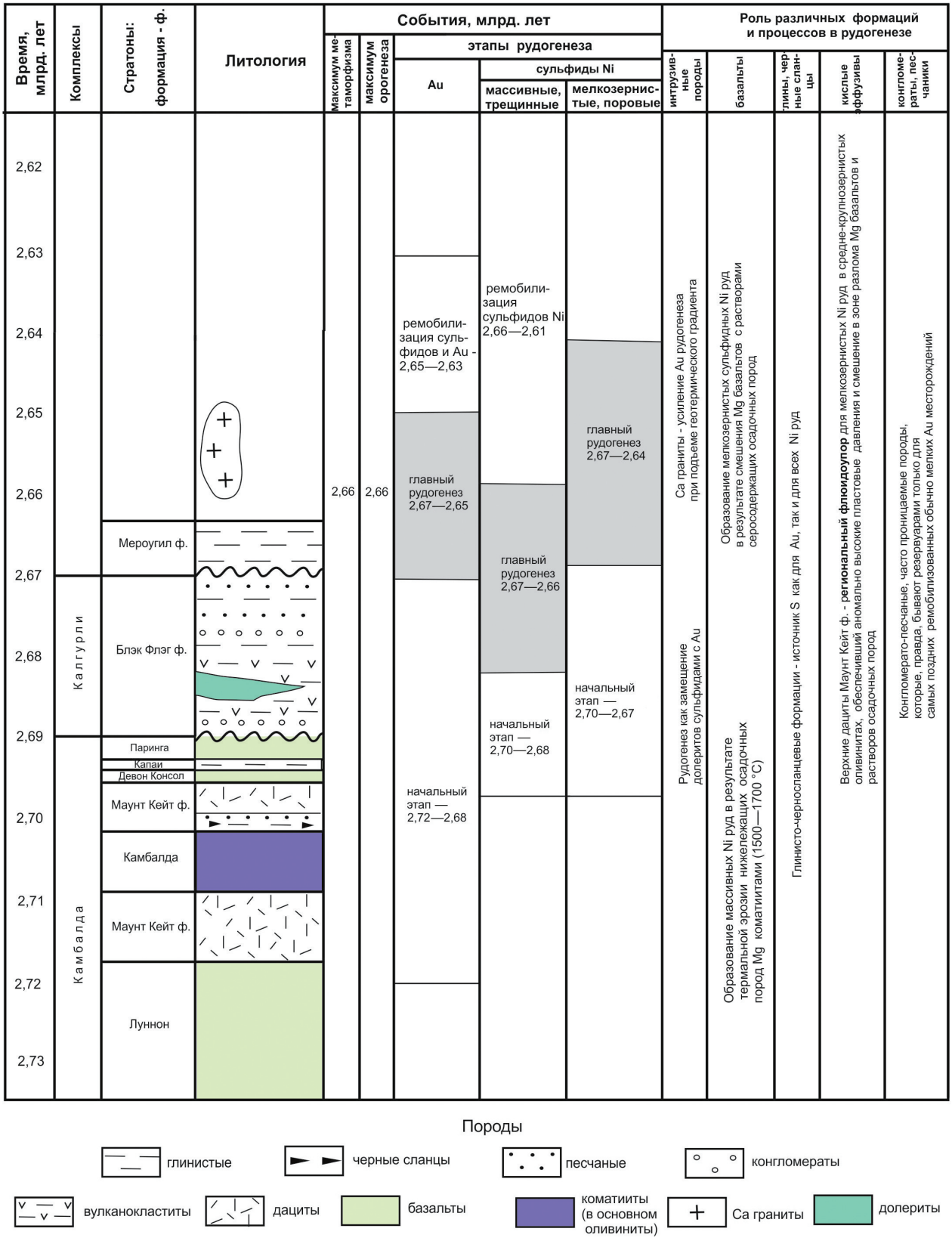


Рис. 22. Главные события истории рудогенеза в золоторудном и никелерудном районах, привязанные к временно́й литолого-стратиграфической колонке.

Использованы те же данные, как и для рис. 21.

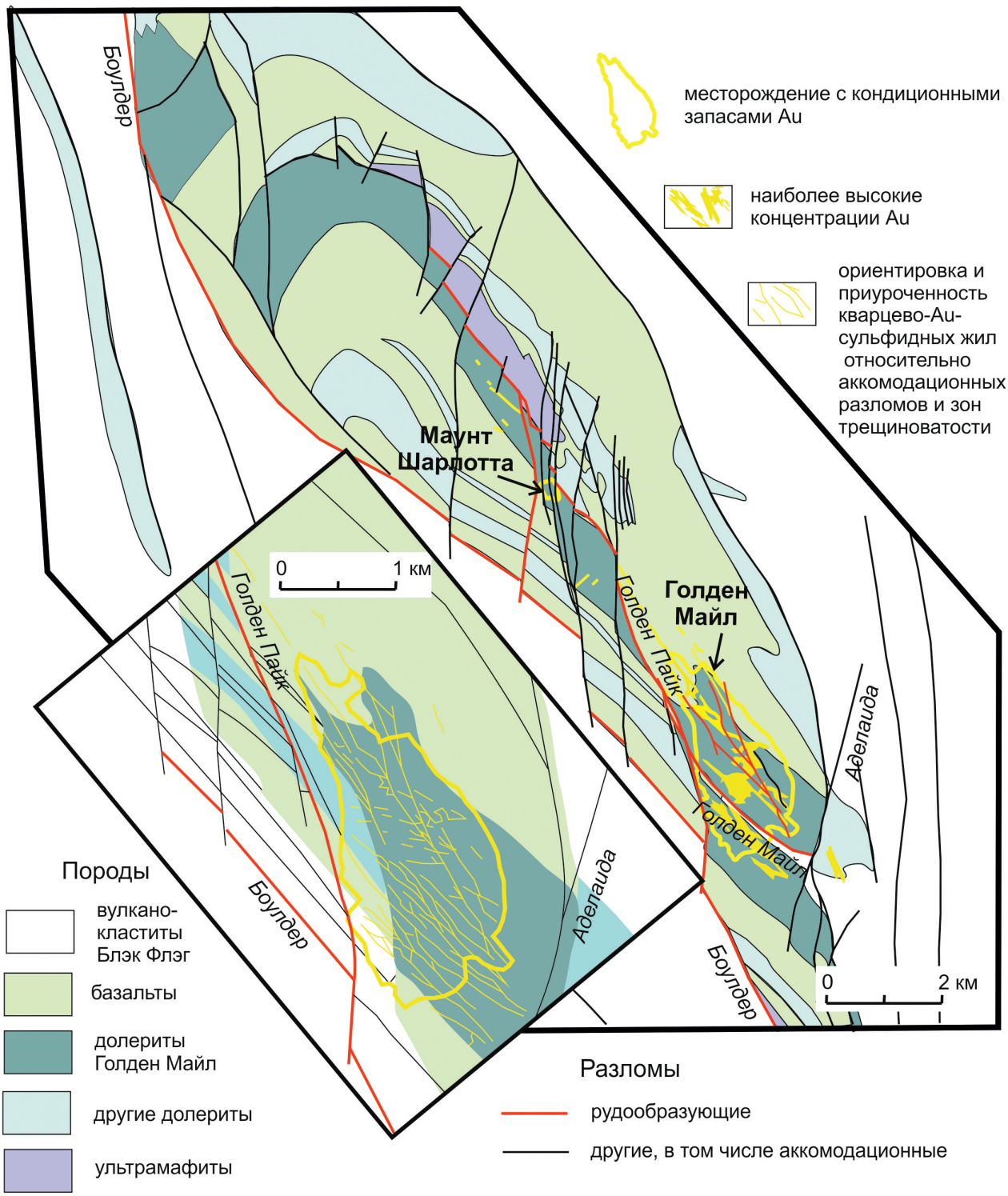


Рис. 23. Роль магматизма и разрывной тектоники в распределении богатых золотых руд района Калгурли.

Использованы данные: [Groves et al, 2018; Vielreicher et al., 2010, 2018].

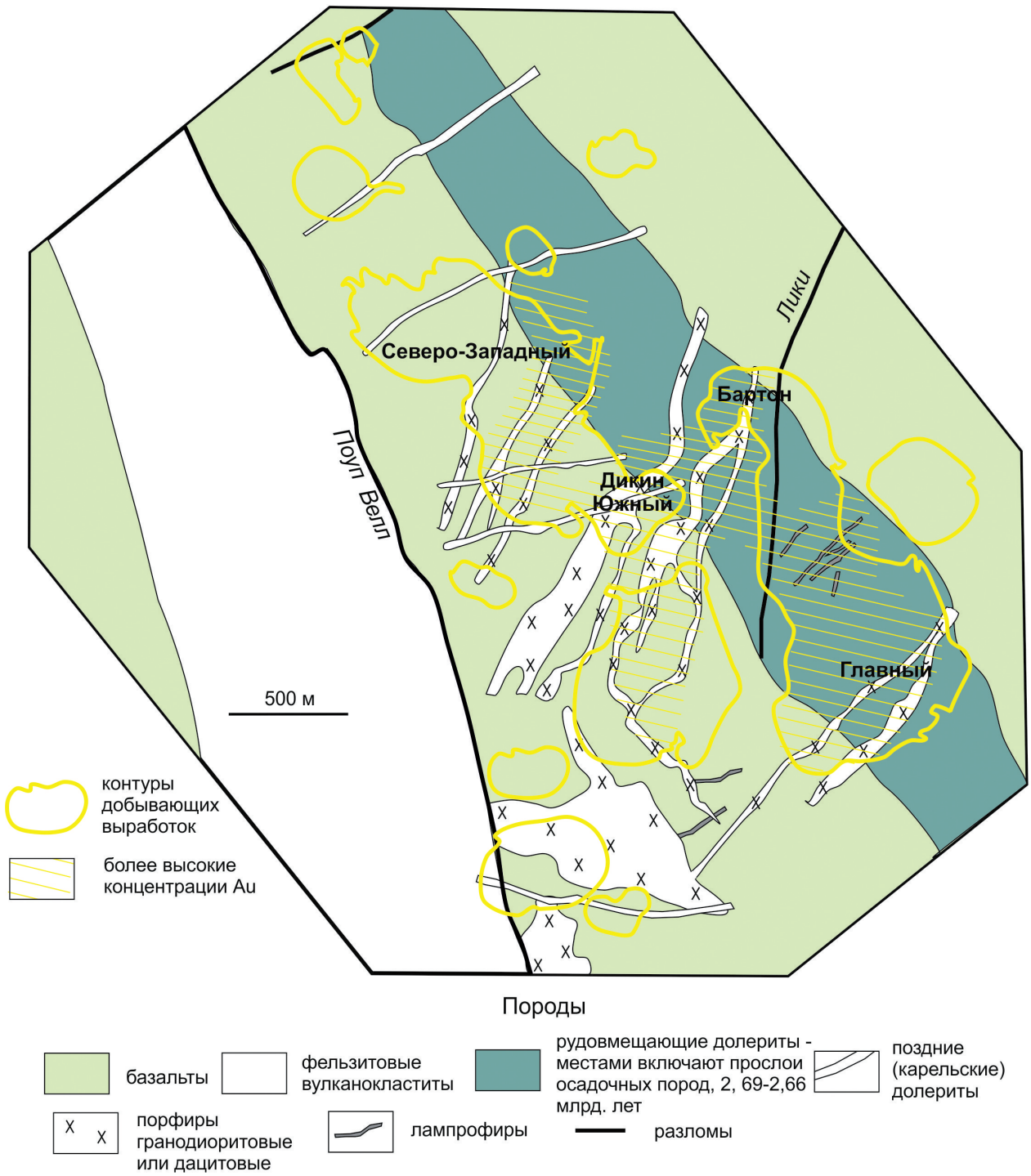


Рис. 24. Особенности разработки золотых месторождений в условиях контроля руд разнообразными дайками и разломами. Зеленокаменный пояс Яндал.

Использованы данные: [Groves et al., 2018; Heath, Campbell, 2004; Perring, 2015 b].

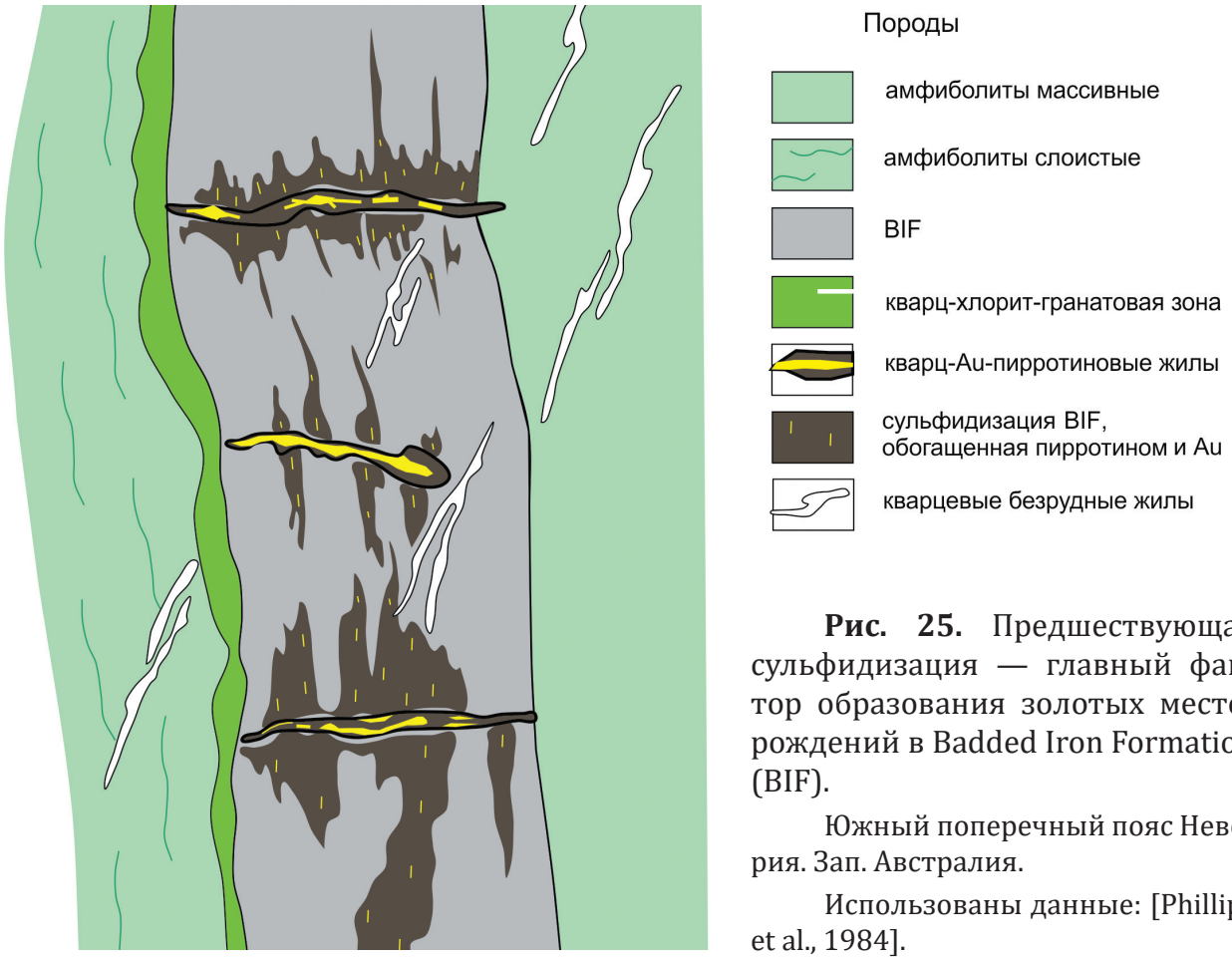


Рис. 25. Предшествующая сульфидизация — главный фактор образования золотых месторождений в Badded Iron Formation (BIF).

Южный поперечный пояс Невория. Зап. Австралия.

Использованы данные: [Phillips et al., 1984].

2.2. Никелерудный район Маунт Кейт

Трактовка генезиса руд этого района (см. **рис. 21** и **22**), на наш взгляд, является следующим за Норильским районом важным шагом на пути развития теории трансвапоризации, причем самая древняя доказанная здесь трансвапоризация имеет возраст 2, 65 млрд лет.

Стало ясно, что ультрамафиты вполне могут конкурировать с мафитами по возможностям смешения с газонасыщенными растворами для реализации рудогенеза по трансвапоритовой модели. На **рис. 26** показана вся последовательность событий: сначала излияние вулканитов (дацитов) на очень большой площади, обеспечивающее надежный региональный флюидоупор (возраст 2,69—2,66 млрд лет), затем подъем геотермического градиента и возникновение зоны с аномально высокими пластовыми давлениями, далее заполнение этой зоны газонасыщенными рассолами осадочных пород и, наконец, внедрение интрузивных коматиитов (источников никеля), которые, взамодействуя с рассолами, обеспечивают интенсивное осаждение никелевых руд. Рудовмещающие породы — средне-крупнозернистые оливиниты (размер кристаллов 0,2—2,5 см), вмещающие 80 % экономических запасов никеля Маунт Кейт.



Y — Молодой (2,69 млрд лет) дацитовый региональный флюидоупор (РФ) с огромной площадью распространения, изолирующий повышенный тепловой поток в магниевых базальтах и аномально высокое пластовое давление (АВПД) по всему нижележащему разрезу в интервале времени 2,69—2,66 млрд лет. Зона АВПД определяет перемещение газонасыщенных флюидов осадочных пород в сторону расплавов, их испарение, смешение с этими расплавами и выпадение руд (трансвапоризация).

Рудоматеринские отложения

Mg базальты в составе мафитовых и ультрамафитовых вулканитов — источник Ni

черные сланцы (исходно глинисто-кремнистые, реже с карбонатами) в составе осадочной формации - источник S

Рудовмещающие оливинитовые резервуары (красные точки - мелкозернистые сульфидные руды Ni в порах)

флюидопроводящие оливиновые пегматоиды (размер кристаллов 0,5—4,0 см) с пониженной пористостью и редкими зернами сульфидов Ni

средне-крупнозернистые оливиниты (размер кристаллов 0,2—2,5 см), вмещающие 80 % экономических запасов Ni

мелко-среднезернистые оливиниты, неоднородные по размеру (0,2—1,0 см) и текстуре с одиночными, иногда крупными зернами руды

Оливиниты со слабой рудоносностью

крупнозернистые, полупроницаемые

мелкозернистые, относительно непроницаемые

Рудоконтролирующие процессы

мобилизация и перемещение никеленосных расплавов

мобилизация и перемещение сероносных растворов

смешение растворов с расплавами и выпадение сульфидов Ni

рудообразующий разлом

Рис. 26. Реконструкция рудогенеза (палеопрофиль) на самом богатом в мире коматиитовом никелевом месторождении Маунт Кейт (3.5 млн т Ni)

Использованы данные: [Barnes et al., 2012; Gole, 2014; Gole et al., 2013; Perring, 2015 b; Rosengren et al., 2007].

Важно подчеркнуть, что теория этого процесса, разработанного для Маунт Кейт, применима и к месторождениям юга Австралии, прежде всего к никелевому гиганту Камбалда (**рис. 27**).

Пусть эти месторождения не так велики, как Маунт Кейт, но они превосходно изучены и дают много убедительных свидетельств трансвапоризации. Особо отметим, что, хотя вся эта линия рассуждений целиком построена на никелевых месторождениях, она распространяется на многие металлы, вплоть до золота и урана. На месторождении Персиверанс продуктивность рудонасыщенных пород снижена дорудным и синрудным метаморфизмом средней амфиболитовой фации (**рис. 28**).

2.3. Железорудный район Том Прайс

Железорудный эпиосадочный район Том Прайс в провинции Хамерсли (Западная Австралия) (**рис. 29**) является примером идеального освоения гигантских запасов железных руд в условиях благоприятного климата. Железные руды добываются здесь открытым способом с 1964 года, и по объемам добычи район лидирует в стране. Запасы руд составляют 32 млрд т (20 млрд т гематитовых и 12 млрд т гётитовых), среднее содержание железа до 64 %.

Наиболее эффектны стильпномелан-гётитовые [стильпномелан имеет формулу $(K, Ca, Na)(Fe, Mg, Al)_8(Si, Al)_{12}(O, OH)_{36}\cdot nH_2O$] руды с открытой пористостью 10—50 %, особенности добычи которых продемонстрированы на **рис. 30**. Хотя руды древние (**рис. 31**) и часто метаморфизованные, добыча ведется с высочайшей эффективностью. В 1995 г. добыли 130 млн т железа.

Поскольку Австралия каждый год экспортирует 160 млн т железа, можно говорить, что эти замечательные технологии распространяются на весь мир. Сразу же заметим, что по сравнению с технологиями провинции Хамерсли, методики, применяемые на севере кратона Пилбара, вполне заурядны, но сами геологические материалы весьма интересны. Так, варианты замещения вторичными рудами исходных руд, даек, вторично измененных пород исключительно разнообразны (**рис. 32**).

Хотя процессы происходили больше 3 млрд лет назад, а основные железные руды отлагались с 2,45 до 1,8 млрд лет, но и сейчас иногда реализуются процессы, как бы продолжающие создавать древние руды. Например, руды с содержанием железа 64 % и сегодня возникают при процессах выветривания. Геологи, пусть пока немного, научились пользоваться силами природы.

Очень интересно сравнить, как ведется освоение железных руд в провинции Хамерсли и на севере провинции Пилбара. На юге климат позволяет использовать выветривание. На севере климат не играет рудообразующей роли, но природа «активно привлекает» магматизм и разломы. Перечислим несколько примеров, демонстрирующих варианты сочетаний разломов, даек, жил и морфологии тел BIF (см. **рис. 32**).

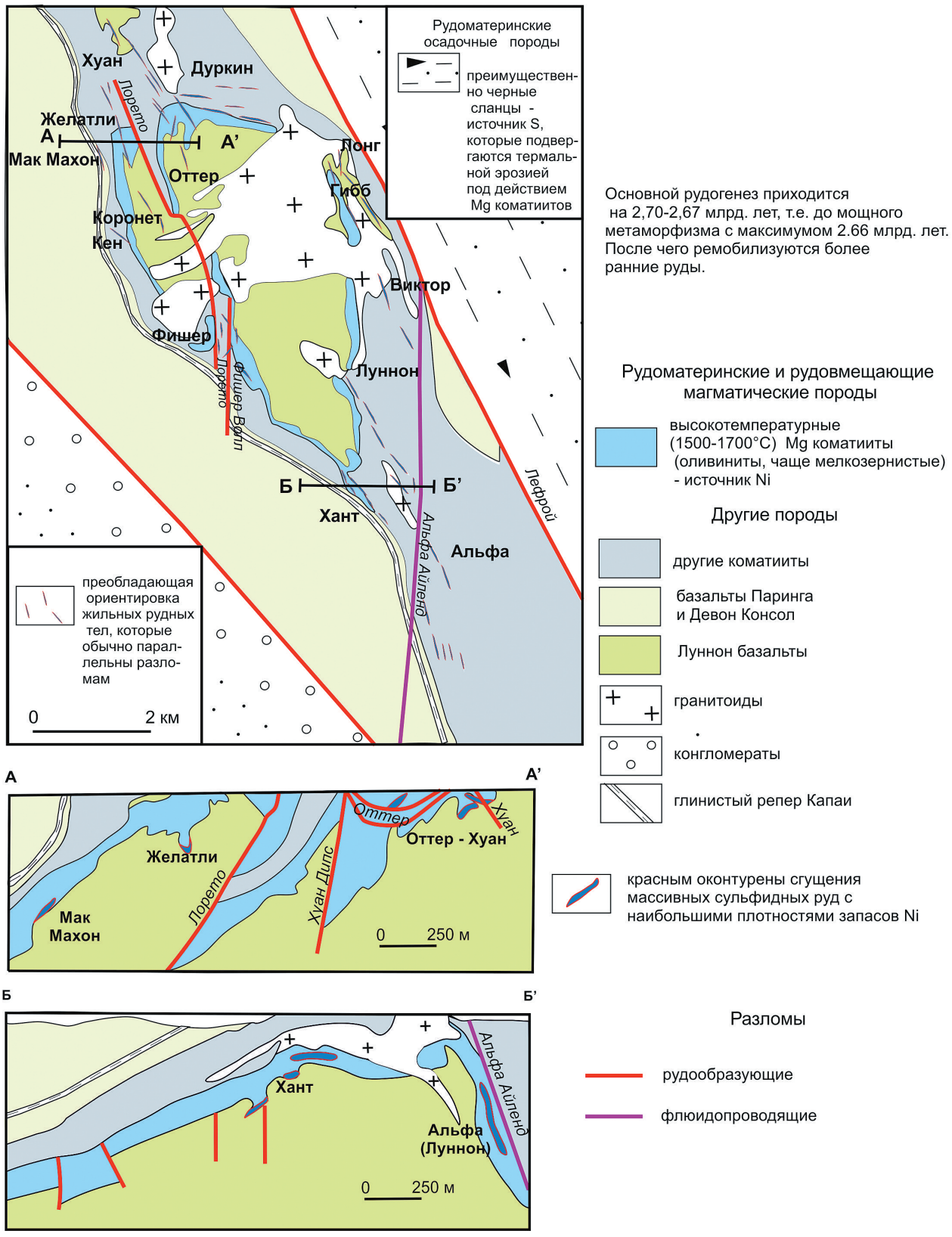


Рис. 27. Особенности размещения массивных никелевых руд коматиитового типа в отдельных залежах месторождения Камбалда (1,3 млн т).

Использованы данные: [Mamuse et al., 2010; Miller et al., 2010; Stone et al., 2005].

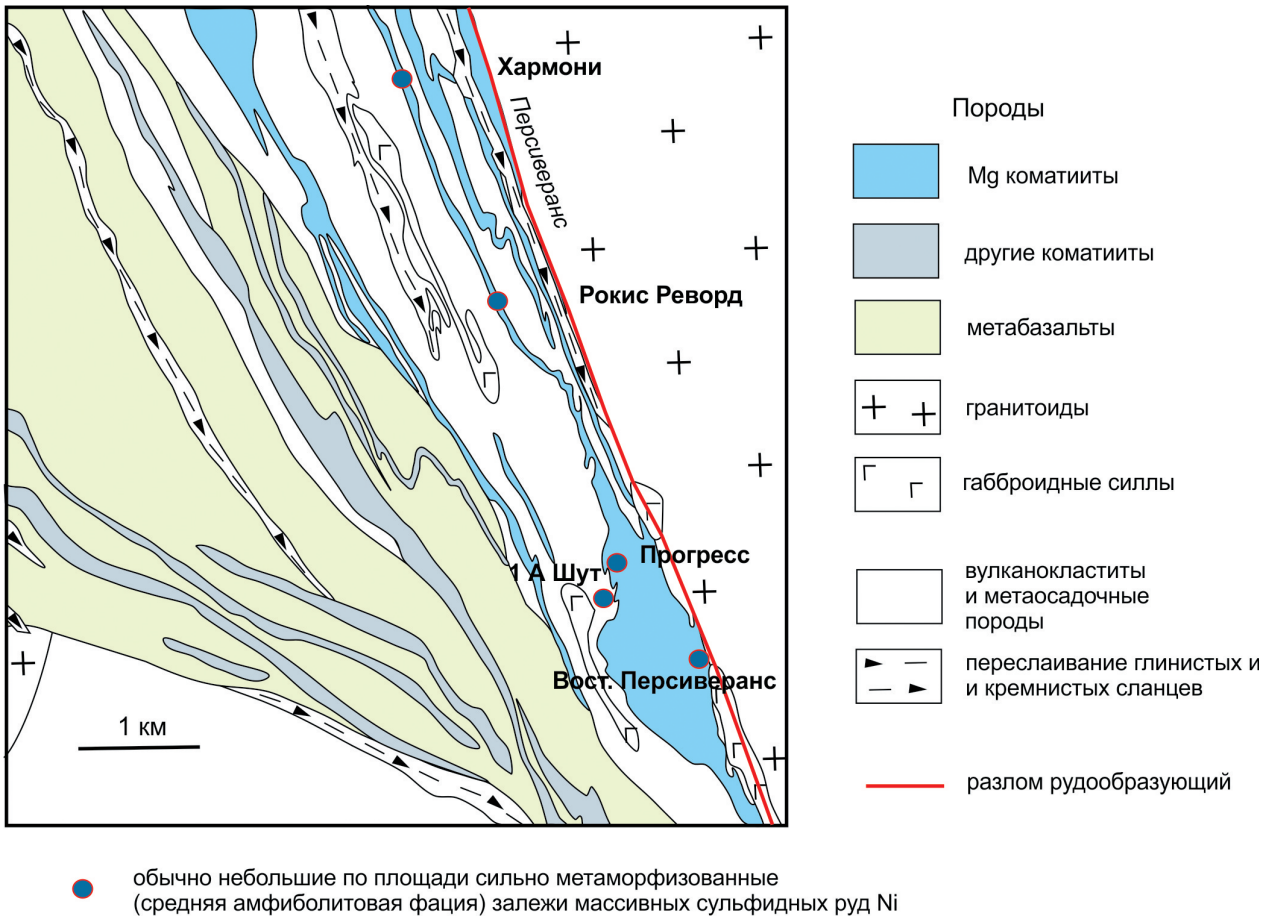


Рис. 28. Особенности месторождения Персиверанс.

Здесь продуктивность сульфидных массивных никелевых залежей коматиитового типа снижена метаморфизмом амфиболитовой фации.

Использованы данные: [Barnes et al.,1988; Duuringet et al.,2010; Morey et al., 2007; Perring, 2015a; Williams, 2009].

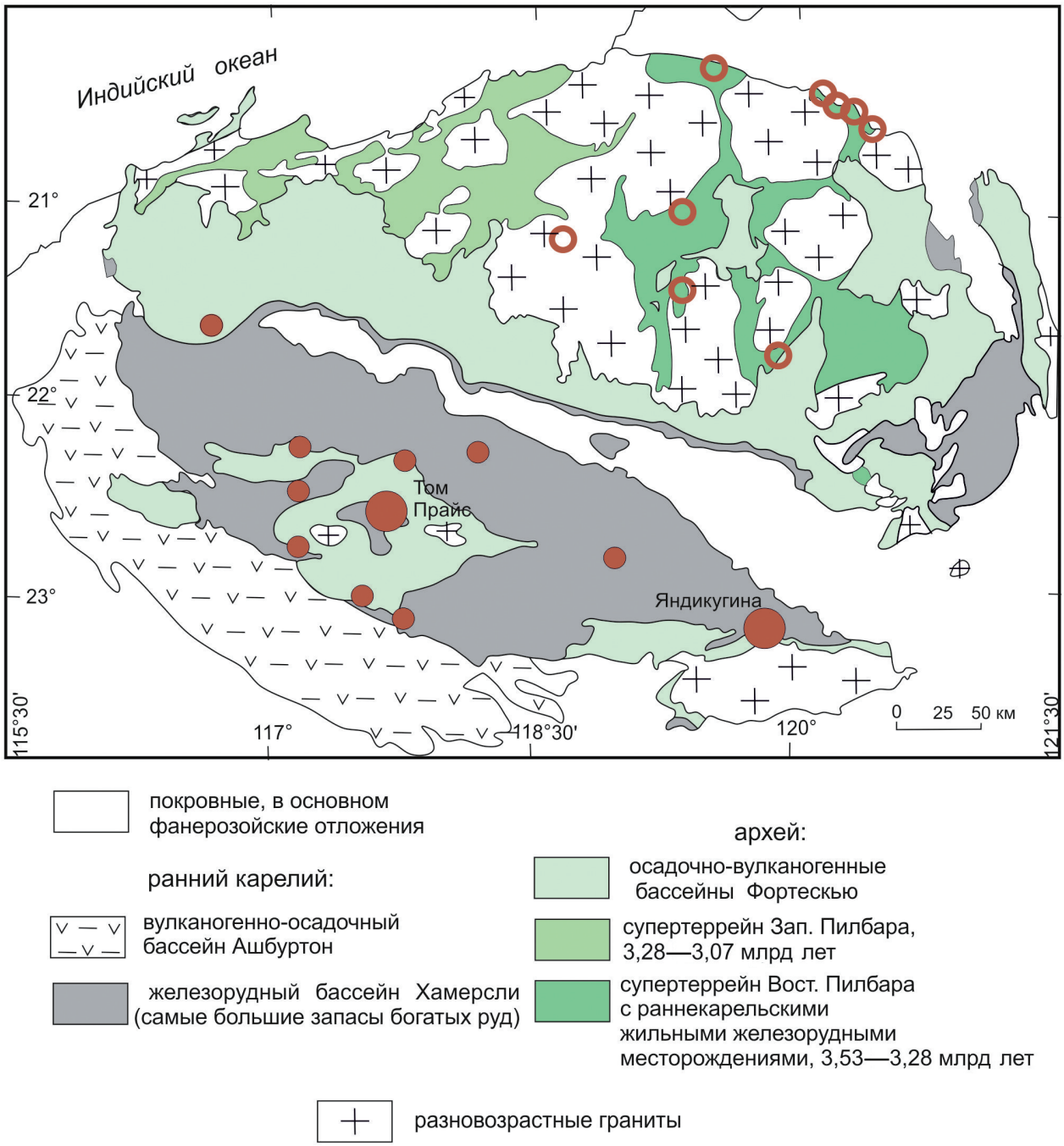


Рис. 29. Особенности распределения разнотипных железорудных месторождений кратона Пилбара (Зап. Австралия).

Использованы данные: [Petersson et al., 2019; Sheppard et al., 2017].

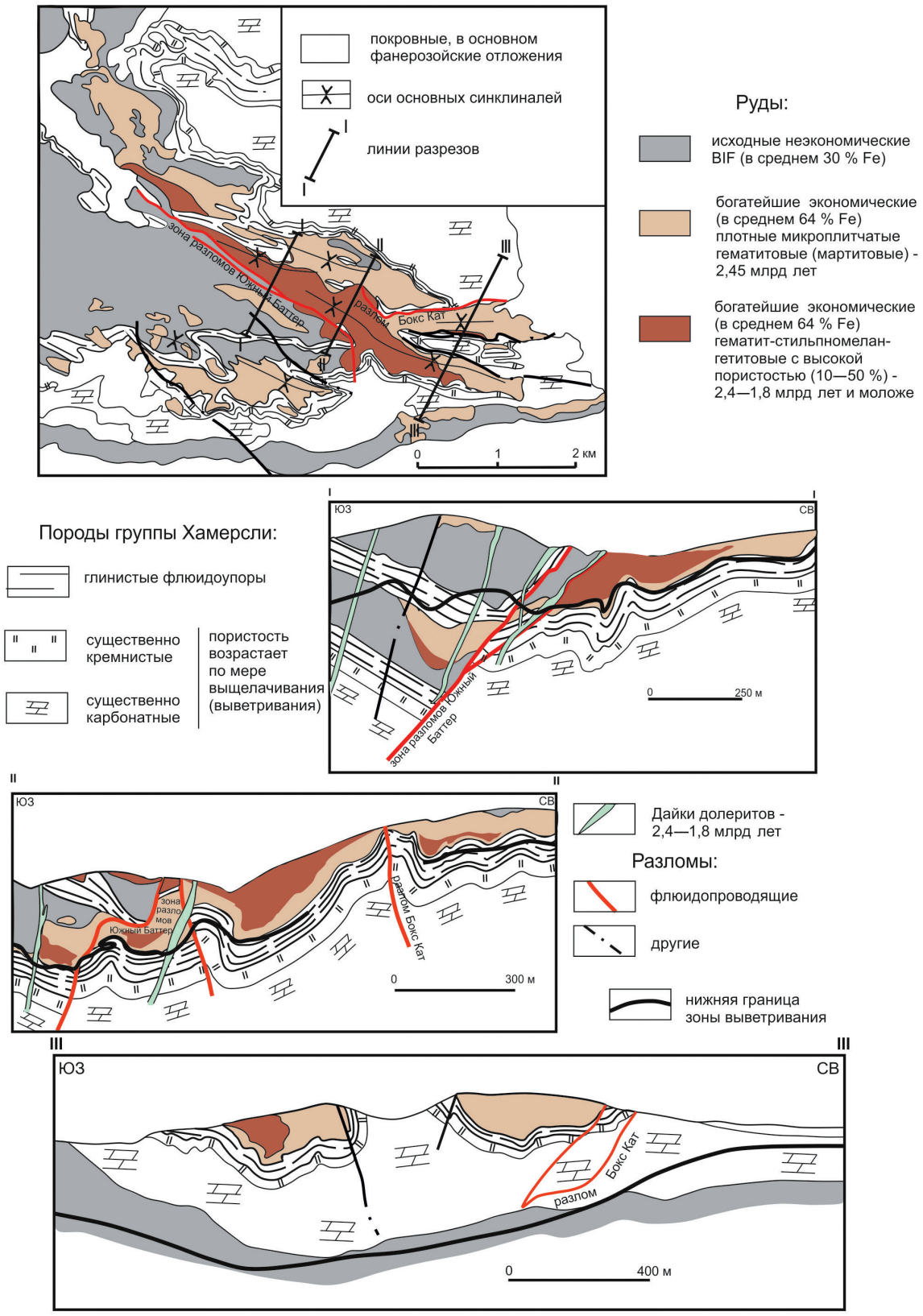


Рис. 30. Гигантское стратиформное железорудное месторождение Том Прайс (провинция Хамерсли, Зап. Австралия).

Здесь преобладают две главные разновидности руд: микроплитчато-гематитовые (мартитовые) и гематит-стильпномелан-гётитовые с высокой пористостью (10—50 %).

Использованы данные: [Haugaard et al., 2016; Taylor et al.,2001; Webb et al., 2003].

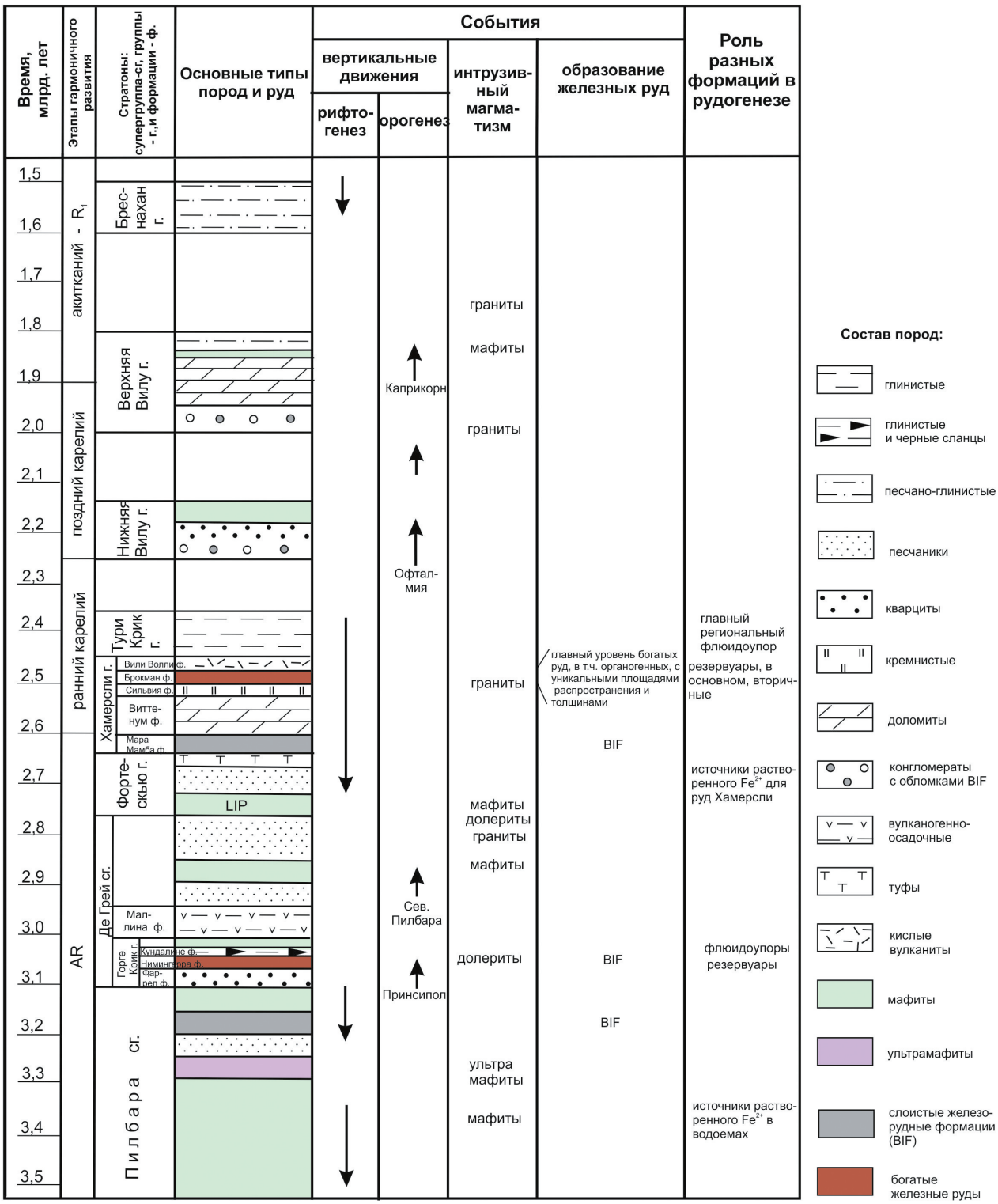


Рис. 31. Главные события в истории генезиса железных руд кратона Пилбара, привязанные к этапам гармоничного развития.

Использованы данные: [Kemp et al., 2015; Petersson et al., 2020; Pickard, 2002; Webb et al., 2003].

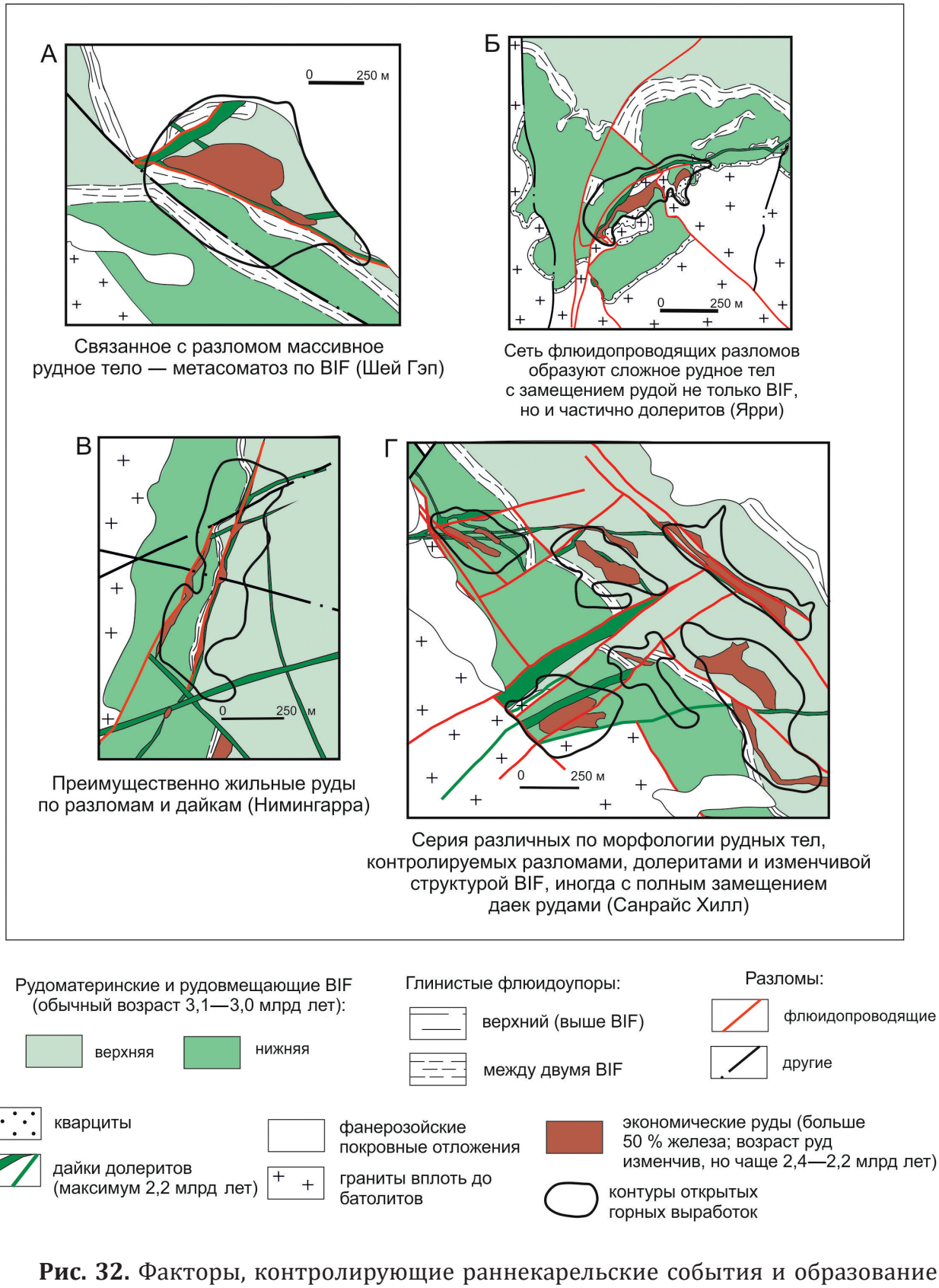


Рис. 32. Факторы, контролирующие раннекарельские события и образование гидротермальных жильных руд железа.

Показаны примеры типовых месторождений (А—Г) в архейских отложениях на северо-востоке кратона Пилбара.

Использованы данные: [Sheppard et al., 2017].

2.4. Урановорудный район Джабилука

Урановорудный эпиосадочный район Джабилука (запасы урана 300 тыс. т), расположенный в Северных Территориях Австралии, является одним из самых интересных и оригинальных. Здесь выделяются две ключевые проницаемые толщи акиткания: карбонатная черносланцевая Кахилл и выше по разрезу терригенная с обильными эвапоритами Комболджи. Между ними на огромной территории протягивается непроницаемый глинистый флюидоупор Ноуланги, обуславливающий в течение десятков миллионов лет сохранение контрастности флюидов в двух названных проницаемых толщах (**рис. 33** и **34**).

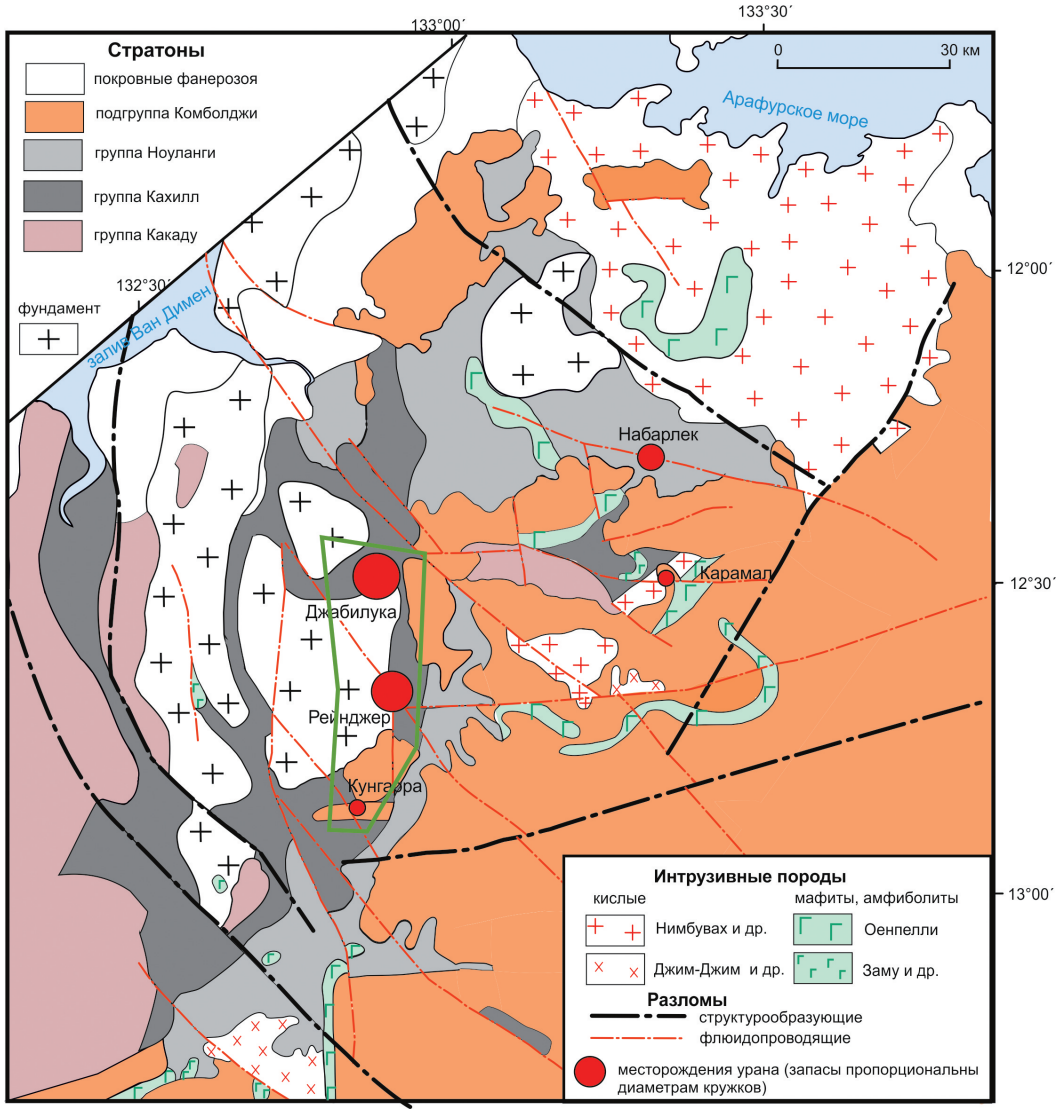


Рис. 33. Контроль урапоносности Северных Территорий Австралии флюидопроводящими разломами.

В условиях наиболее выраженных несогласий смыкаются самые большие выходы фундамента, отложений Кахилл и Комболджи.

Зеленой линией ограничена территория максимальной урапоносности.

Использованы данные: [Ahmad,1998; Hollis, 2013; Beaufort et al., 2005; Gustafson, Cuitis, 1983; Hein, 2002; Jaireth et al., 2016; Ludwig et al., 1987; Polito et al., 2005].

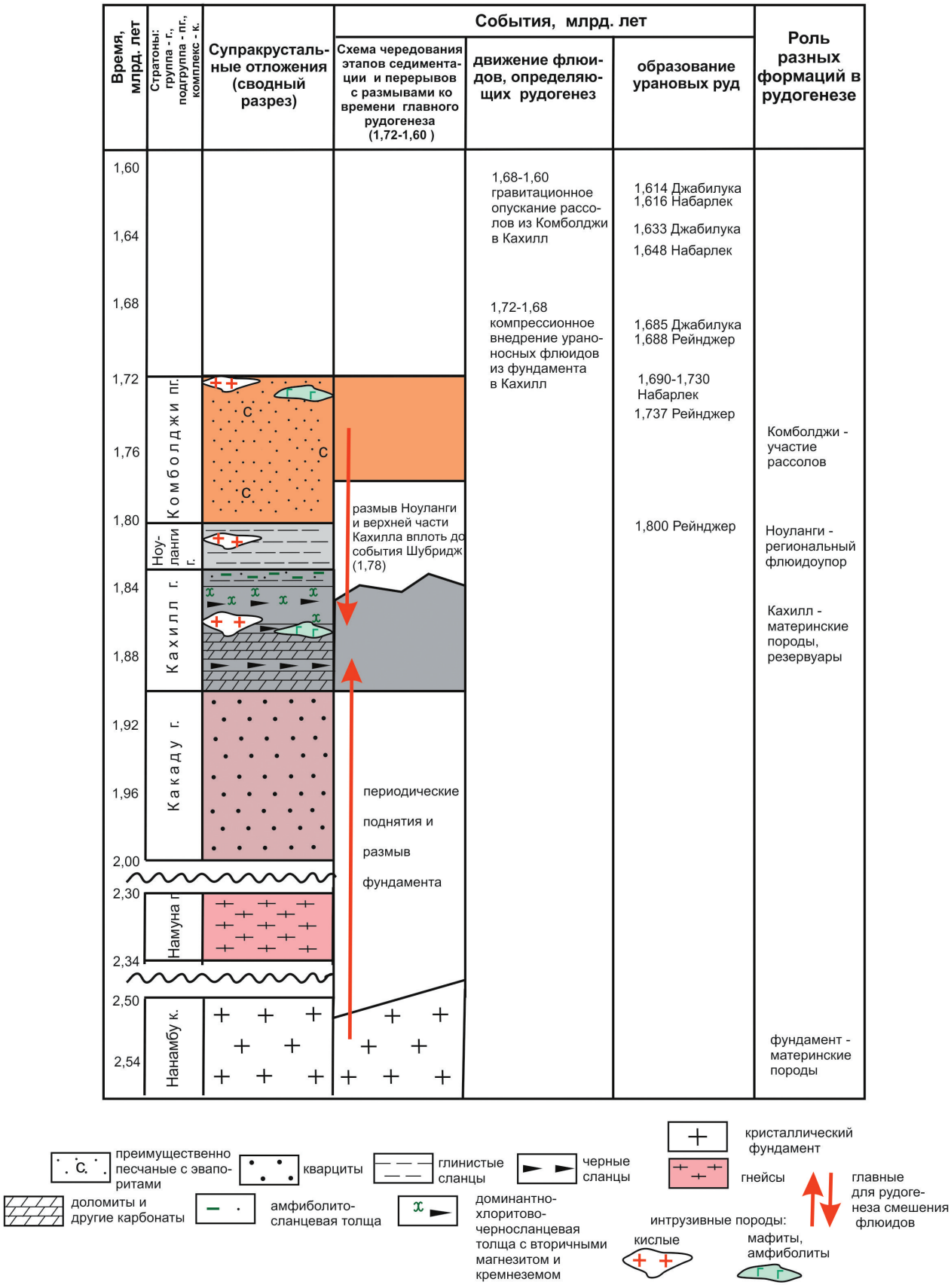


Рис. 34. Главные события рудогенеза в урановорудном районе Северных Территорий Австралии, привязанные к временной литолого-стратиграфической колонке.

Использованы данные: [Ahmad,1998; Clauer et al., 2015; Hollis et al., 2014].

С 1,8 млрд лет [Betts, Giles, 2006] начались кратковременные поднятия на некоторых территориях будущего рудоносного района (в том числе реактивация разлома Шубридж), что в конечном счете привело к размыву флюидоупора Ноуланги на всю его толщину и проникновению рассолов Комболджи в черные сланцы Кахилла.

Итогом смешения неравновесных флюидов стало образование урановых руд несогласного типа, причем время рудогенеза было различным — импульсы рудогенеза на месторождении Рейнджер (*Приложение 2*) были в 1,72 млрд лет, а на месторождении Джабилука — в 1,6 млрд лет (**рис. 35**).

Не случайно, что район Джабилука относится к месторождениям несогласий, как и район Атабаска в Канаде (раздел 5.4), кстати тоже с возрастом руд 1,6 млрд лет, хотя, конечно, отличий в их генезисе много.

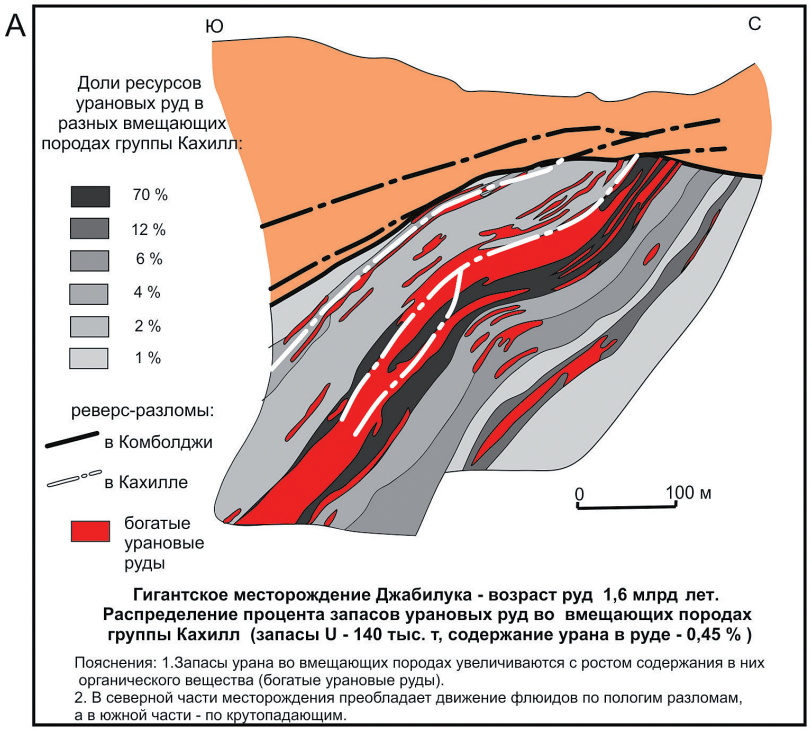
В рудогенезе принимают активное участие разломы, приводящие флюиды к месту несогласий и определяющие контрастность руд (**рис. 35, А**). При этом меняется характер вторичных изменений во вмещающих породах (окварцевание, развитие магнезита и магнезиально-железистых хлоритов, образование вторичного гематита) (**рис. 35, Б).** Месторождение Набарлек по запасам значительно уступает названным главным рудам месторождений Джабилука и Рейнджер, но для него характерны высокие концентрации урана в рудах (почти до 2 %), что связано с приуроченностью к одноименному разлому, по которому поступали агрессивные ураноносные флюиды из фундамента (**рис. 35, В**).

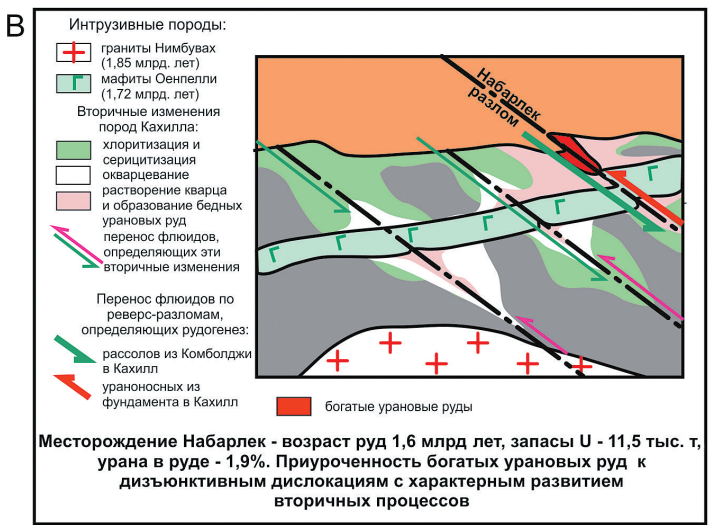
2.5. Свинцово-серебряно-цинковорудный район Маунт Айза

Эпиосадочный район Маунт Айза акитканского возраста (**рис. 36** и **37**) имеет ту же оригинальную черту, что и знаменитый самый богатый «Медный Холм Мира» — район Бьютт в США (раздел 5.9), который потому так и называется, что, подвергаясь разрушению с поверхности, продолжает увеличиваться в размерах за счет поступления нового вещества снизу.

В районе Маунт Айза вещество, в том числе, рудное, поступало по одноименному разлому (**рис. 38**) из фундамента и материнских пород формации Истерн Крик и группы Маунт Айза (грандиозные высокоскоростные перетоки флюидов по вертикали).

Другая *оригинальная черта* района, способствующая его богатству, это замечательный глинистый флюидоупор группы МакНамара (см. **рис. 36**), тоже как бы возрождающийся после прекращения деятельности разлома. Всё это имеет следствием, что район Маунт Айза стал одним из самых богатых акитканских районов (запасы: Ag — 47 тыс. т, Zn — 26 млн т, Pb — 19 млн т).







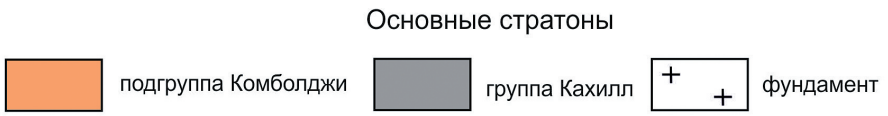


Рис. 35. Поперечные разрезы урановорудных тел на трех главных месторождениях Северных Территорий Австралии.

Использованы данные: [Ewers et al., 1983; Ludwig et al., 1987; Skirrow et al., 2016].

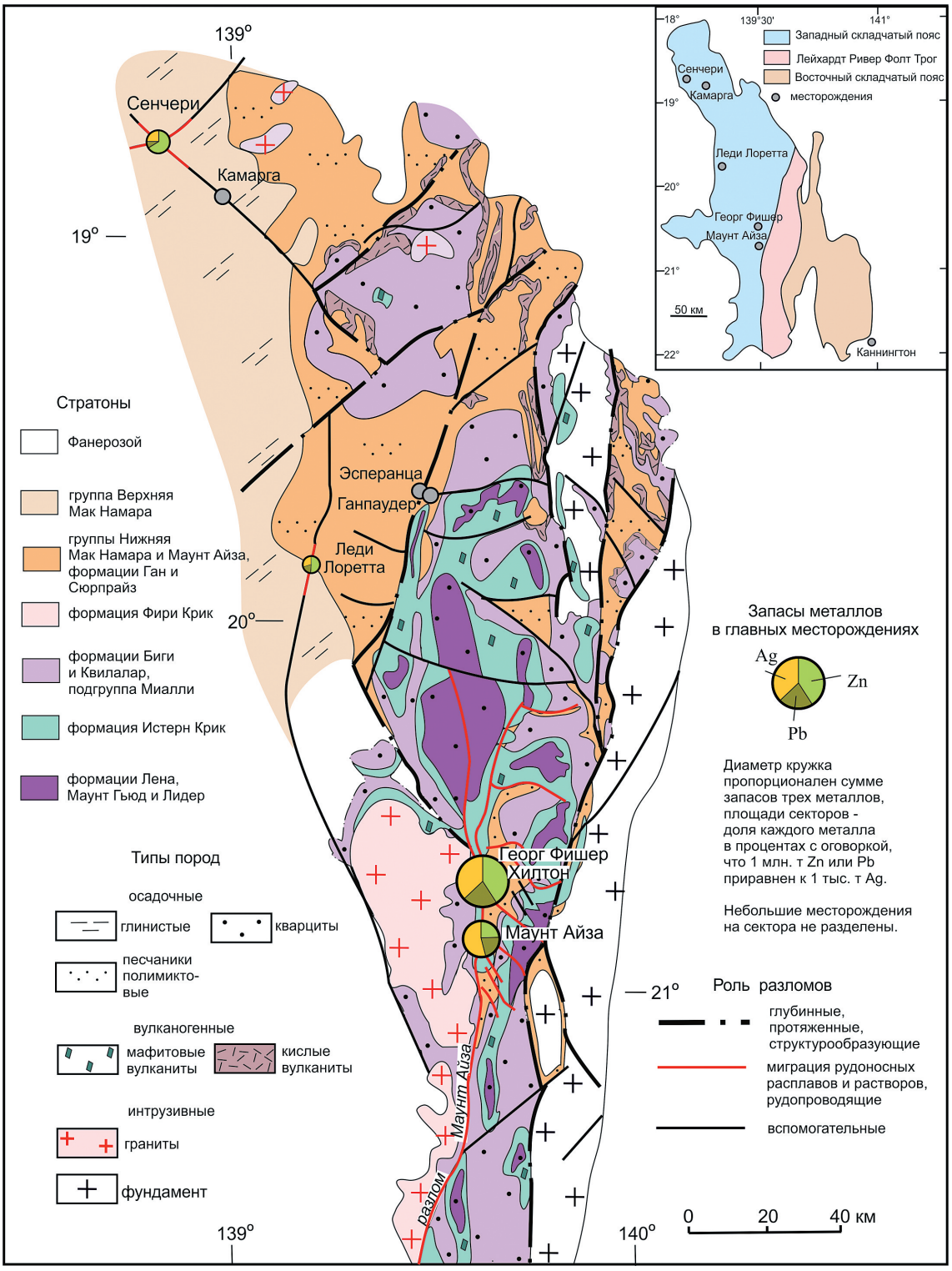


Рис. 36. Контроль гигантских Zn-Pb-Ag месторождений района Маунт Айза (Западный складчатый пояс, Северные Территории, Австралия).

Контроль осуществлялся: песчаными полимиктовыми резервуарами (группа Маунт Айза); 2. преимущественно глинистым региональным флюидоупором (группа Верхняя Мак-Намара); 3. материнскими черносланцевыми породами (группа Маунт Айза); 4. материнскими базитами (группа Истерн Крик); 5. термальным воздействием гранитного батолита Сибелли; 6. рудопроводящими разломами.

Использованы данные: [Gibson et al., 2016; Jackson et al., 2005; Ord et al., 2002].

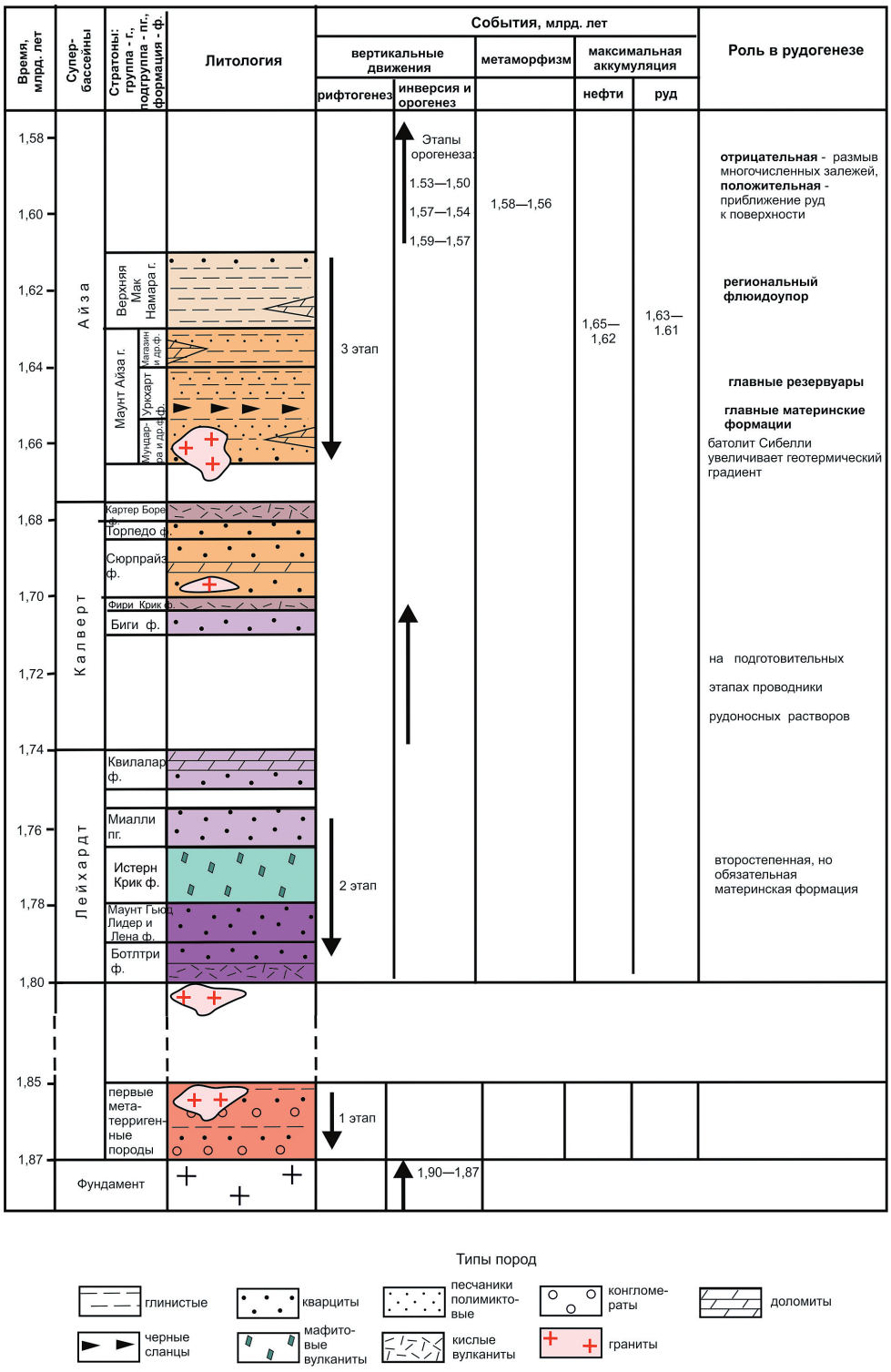


Рис. 37. Главные события истории рудогенеза в Zn-Pb-Ag районе Маунт Айза, привязанные к временной литолого-стратиграфической колонке (акитканий).

Использованы данные: [Betts et al., 2006; Betts, Lister, 2002; Ford, Blenkinsop, 2008; Hutton, 2006; Polito et al., 2006; Southgate et al., 2000].

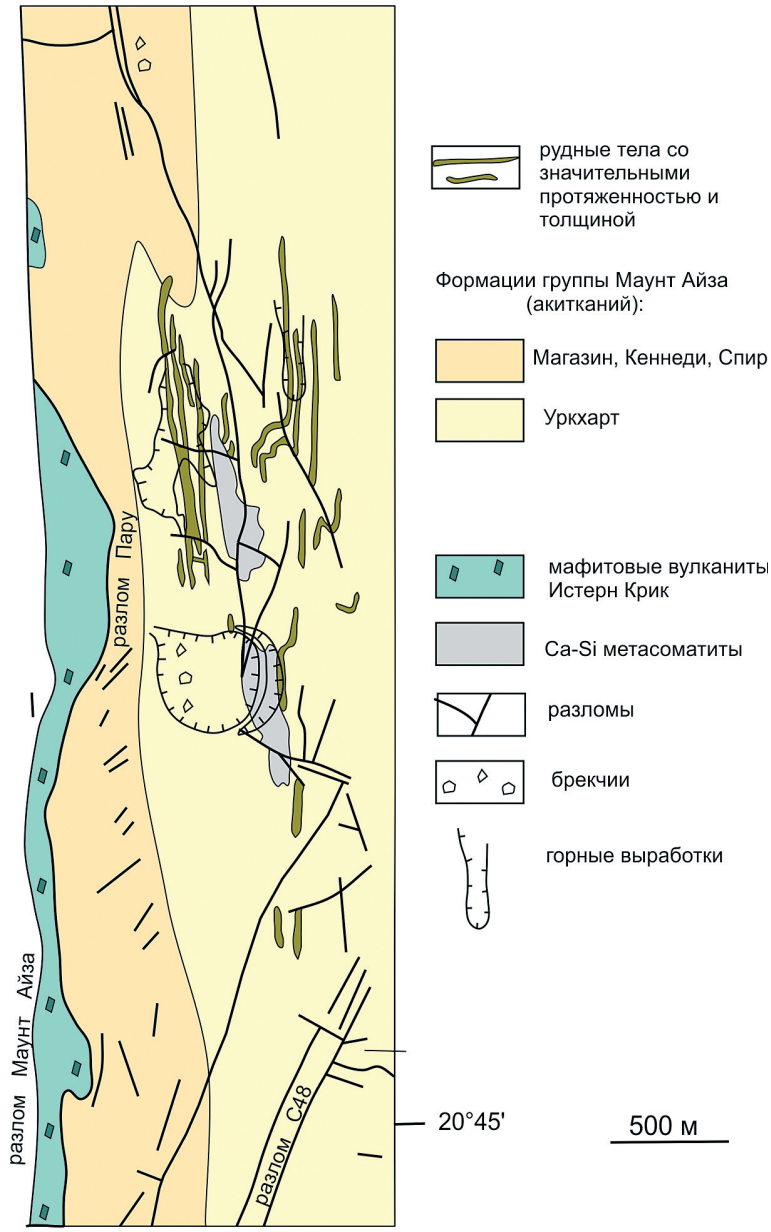


Рис. 38. Морфология одних из самых богатых Zn-Pb-Ag залежей рудоносного района Маунт Айза.

Использованы данные: [Betts, Lister, 2002; Chapman, 2004; McGoldrick, Keays, 1990; Perkins, 1997; Perkins, Bell, 1998].

2.6. Цинко-серебряно-свинцоворудный район Брокен Хилл

Эпиосадочный район Брокен Хилл (запад штата Новый Южный Уэльс, ЮЗ Австралия) является одним из самых богатых в мире (запасы: Zn — 35 млн т, Pb — 27 млн т, Ag — 21 тыс. т). На юго-восточной части карты на **рис. 39** выделена узкая субширотная четырехугольная полоса, в которой находятся сам гигант Брокен Хилл и другие крупнейшие месторождения.

Полоса продуктивных песчаников перекрывается здесь лучшим по качеству региональным флюидоупором формации Парагон (**рис. 40**) и пересекается сетью в основном субсогласных разломов с интенсивным брекчированием. Возраст пород флюидоупора 1,67—1,64 млрд лет, а руд 1,64—1,60 млрд лет.

Есть небольшой магматизм 1,66—1,64 млрд лет, но оруденение теснее связано с мощными вторичными процессами в песчаных породах группы Брокен Хилл: метасоматическим образованием марганцевых гранатов и турмалинизацией, следующими за калишпатизацией ортогнейсов (**рис. 41**).

Позже рудогенеза, в интервале времени 1,60—1,58 и 1,58—1,50 млрд лет прошел интенсивный региональный метаморфизм без привноса вещества, так что руды претерпели в основном структурные и меньше минералогические изменения. Метаморфизм, конечно, ухудшил условия разработки руд, но на их запасы существенно не повлиял. Яркой чертой руд является зеленая цинковая шпинель ганит $ZnAl_2O_4$ (см. **рис. 39**), которую пытались использовать при поисках новых гигантских месторождений.

2.7. Полиметальный район Олимпик Дам

Рудоносный район Олимпик Дам (Гоулер кратон, Южная Австралия, **рис. 42**) является полиметальным: первым в мире по запасам урана (1,2 млн т) при низких его концентрациях в рудах (сотые и тысячные % U), также гигантом по запасам меди (32 млн т), золота (1,25 тыс. т) и редких земель Ce, Sm, La и Y (10 млн т) [Hitzman et al., 1992; Skirrow et al., 2007].

Высокая изученность была подтверждена специальным выпуском журнала Economic Geology 2007, v. 102, где были обобщены опубликованные материалы, а также новые данные, особенно по изотопии. Для нашей цели важно, что получены свидетельства трансвапоритовой модели генезиса (всего один из двух в мире трансвапоритовых урановых гигантов, второй — наш Антей-Стрельцовский район). Наиболее важно доказательство и того, что разные породы близлежащей группы Валлеру (1765—1740 млн лет) — карбонатно-эвапоритовые, черные сланцы, вулканиты в сочетании с изверженными породами свиты Хилтаба (1590 млн лет) — активно участвовали в рудогенезе, обеспечивая поступление серы, углерода, щелочей, да и самих металлов [Bastracov, Skirrow, 2007; Haynes et al., 1995; Johnson, Cross, 1995; Oreskes, Einaydi, 1990, 1992; Skirrow et al., 2007]. Добавим, что, как показано нами [Аплонов, Лебедев, 2010], субмеридиональная полоса Центральной Австралии (от урановых месторождений Северных Территорий и, по крайней мере, до гигантского цинко-сере-

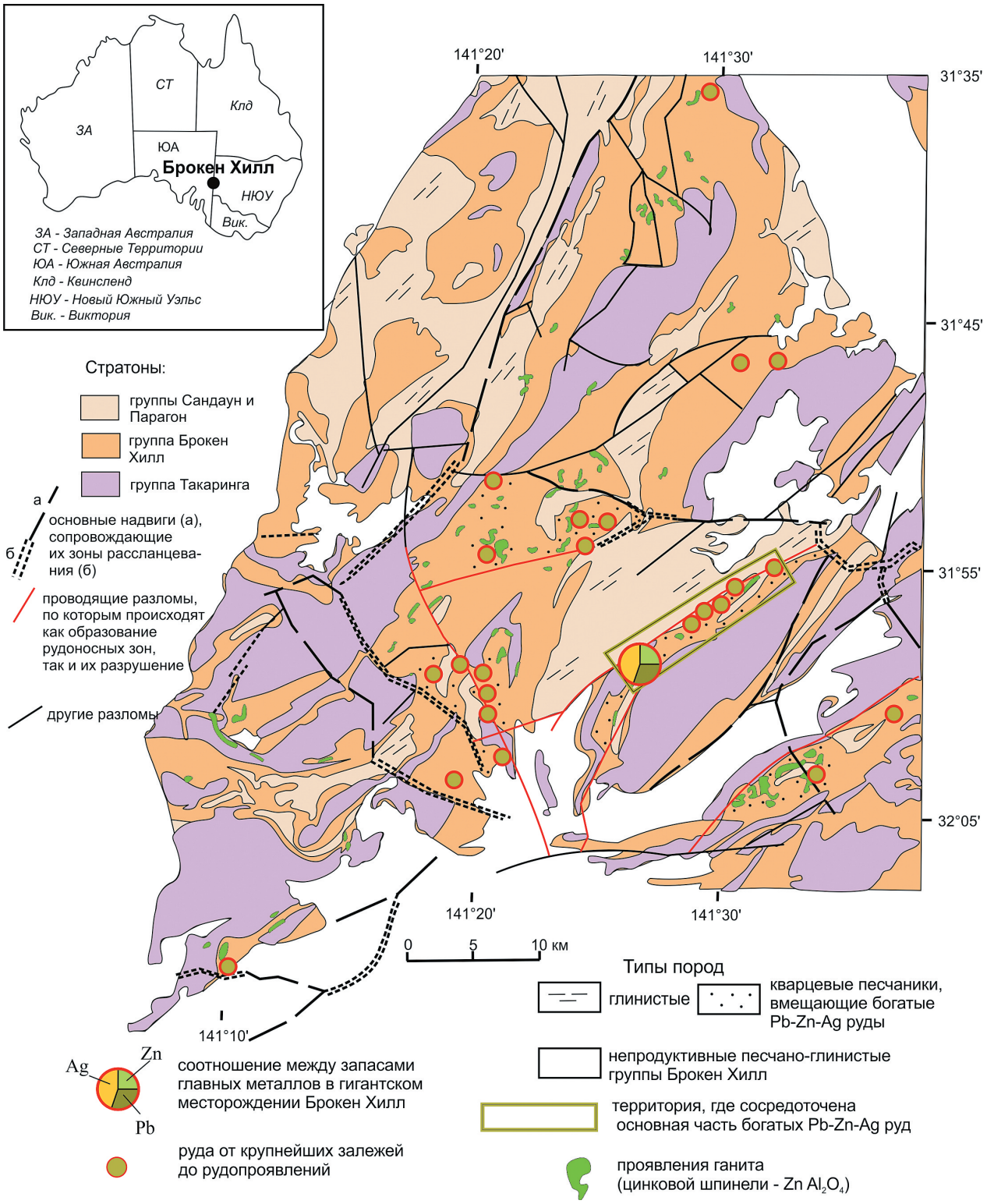


Рис. 39. Контроль оруденения в породах группы Брокен Хилл хорошо сортированными песчаниками и рудопроводящими разломами.

Использованы данные: [O'Brien et al., 2015; Forbes et al., 2008; Haydon, McConachy, 1987; Page et al., 2005; Plimer, 1994; Slack et al., 1993; Stevens, Bradley, 2018].

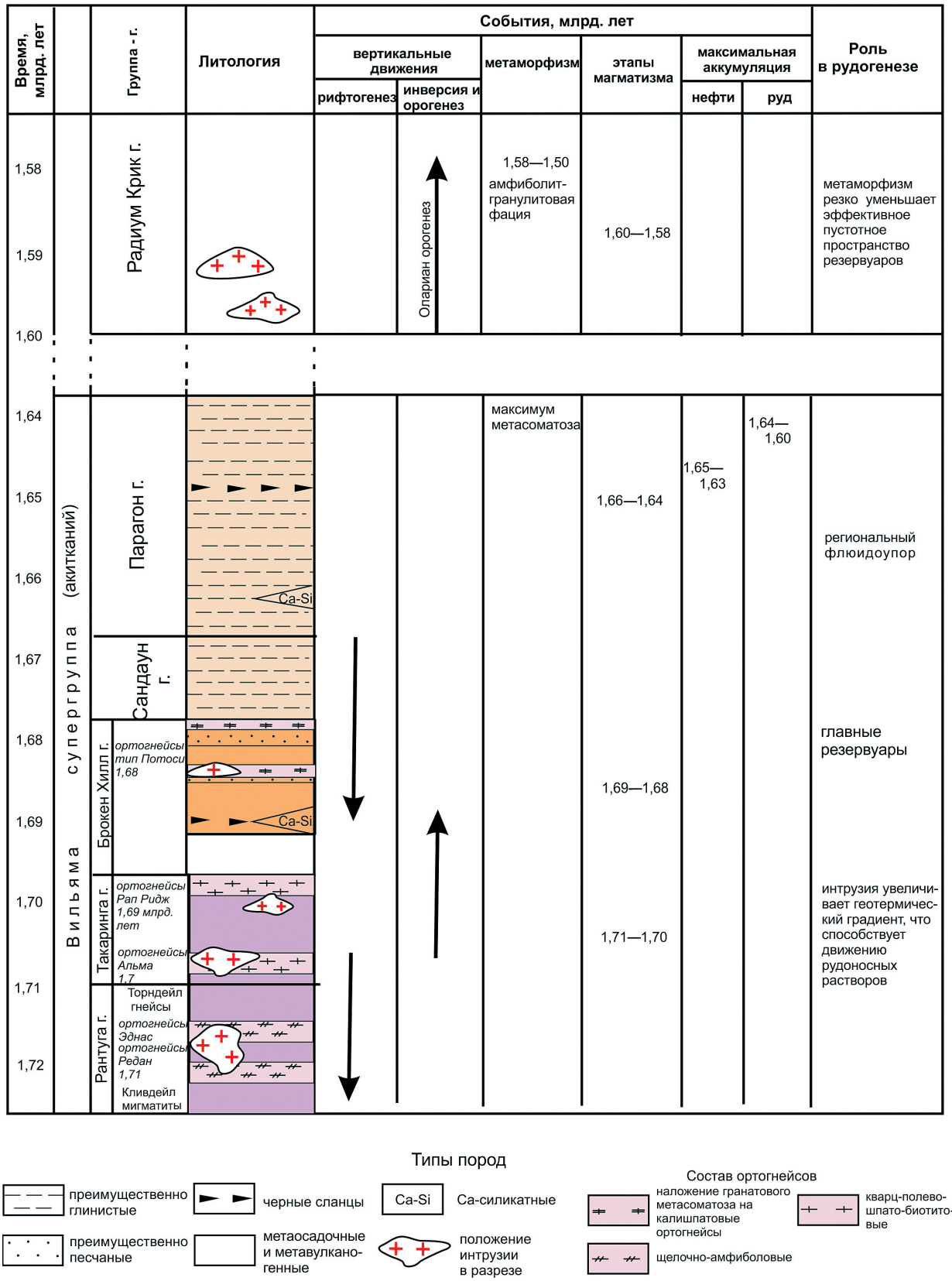


Рис. 40. Главные события рудогенеза в Zn-Pb-Ag районе Брокен Хилл, привязанные к временной литолого-стратиграфической колонке (акитканий, R_1).

Использованы данные: [Betts et al., 2003; Betts et al., 1999; Forbes et al., 2008; Haydon, McConachy, 1987; Heimann et al., 2005; Page et al., 2005; Raetz et al., 2002].

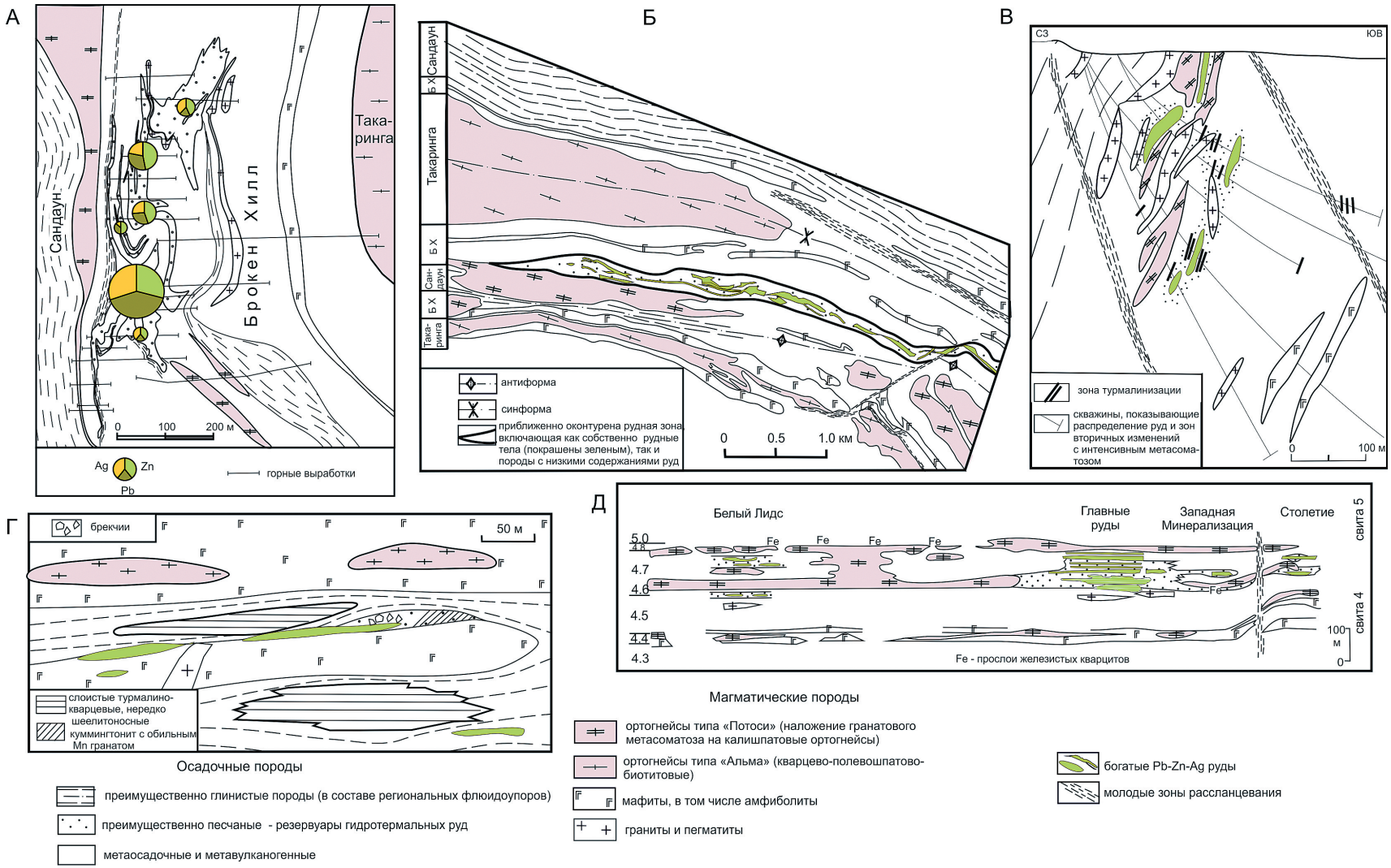


Рис. 41. Размещение богатых Zn-Pb-Ag руд в районе Брокен Хилл.

Показаны серия карт (А, Б) и поперечных разрезов (В, Г, Д), демонстрирующая литолого-стратиграфическое расчленение, магматизм и характер вторичных процессов

Использованы данные: [Betts et al., 1999; Groves et al., 2008; Haydon, McConachy, 1987; Perkins, 1997; Walters, 1998].

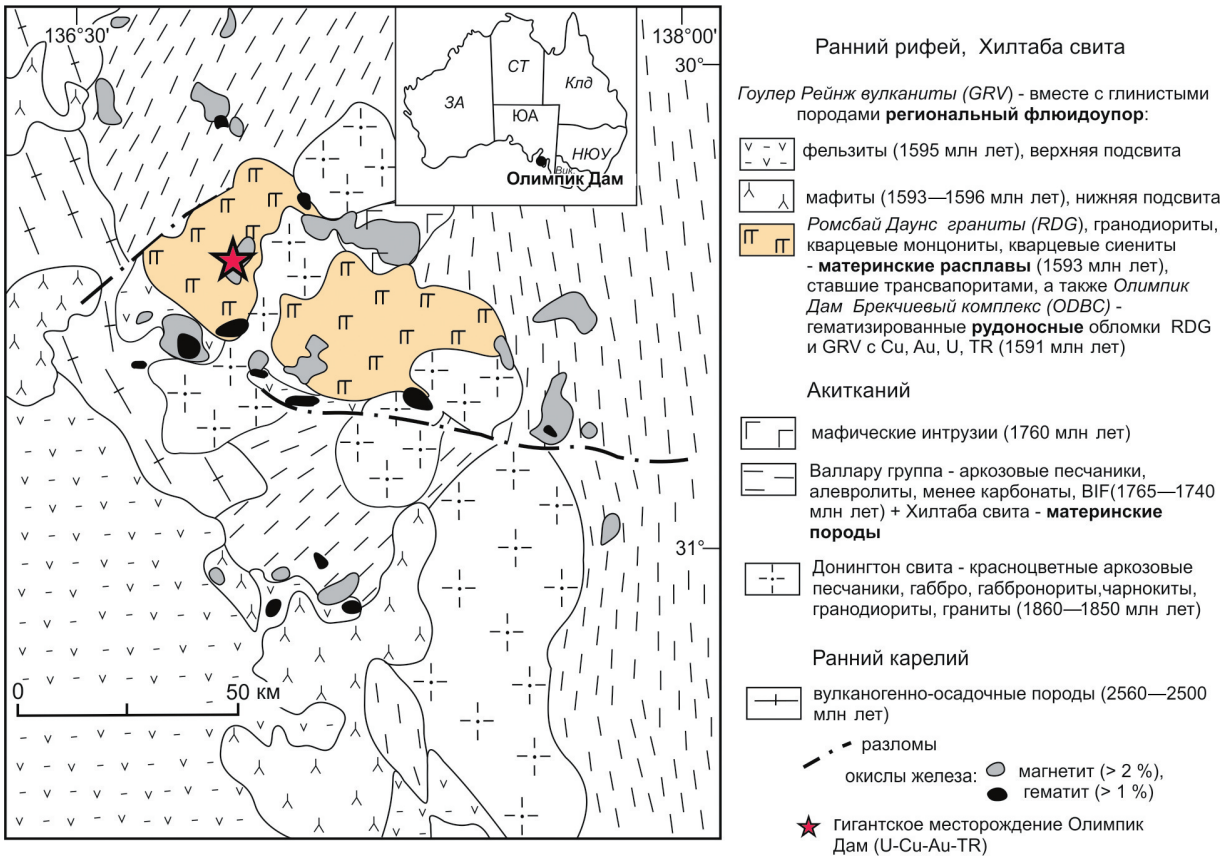


Рис. 42. Геологическая карта района Олимпик Дам (со снятой формацией Пандурра, 1575—1424 млн лет).

Использованы данные: [Skirrow et al., 2007, с небольшими изменениями].

бряно-свинцоворудного месторождения Брокен Хилл) в течение целого галактического года (от 1,8 до 1,6 млрд лет) подчинялась глобальной цикличности седиментации и определяла генезис многочисленных рудных гигантов.

В большинстве публикаций доказывается роль в рудогенезе как коровых источников, так и примитивной мантии [Петров и др., 2011; Creaser, Cooper, 1993; Skirrow et al., 2007; Hand et al., 2007] (**рис. 43**).

Очень сложной и многофакторной является роль минералов железа (гематита и магнетита) в рудогенезе, например, контроль урановых руд гематитовыми брекчиями. Особая флюидоупорная роль принадлежит формации Гоулер Рейнж, сопровождаемой комагматичными субвулканическими интрузиями с возрастом 1600—1575 млн лет. Все эти интрузии имеют черты трансвапоритов, и их названия надо помещать в кавычки, например, «граниты», «гранодиориты», «кварцевые монцограниты», «кварцевые граносиениты», также как «фельзитовые» и «мафитовые» дайки. Об этом свидетельствуют повышенные содержания щелочей, гиперсоленые растворы в газово-жидких включениях, большие концентрации магнетита и биотита, яркие признаки метасоматоза и, наконец, обильные разнообразные брекчии, обусловленные «взрывными эффектами» при действии компрессионного механизма массопереноса.

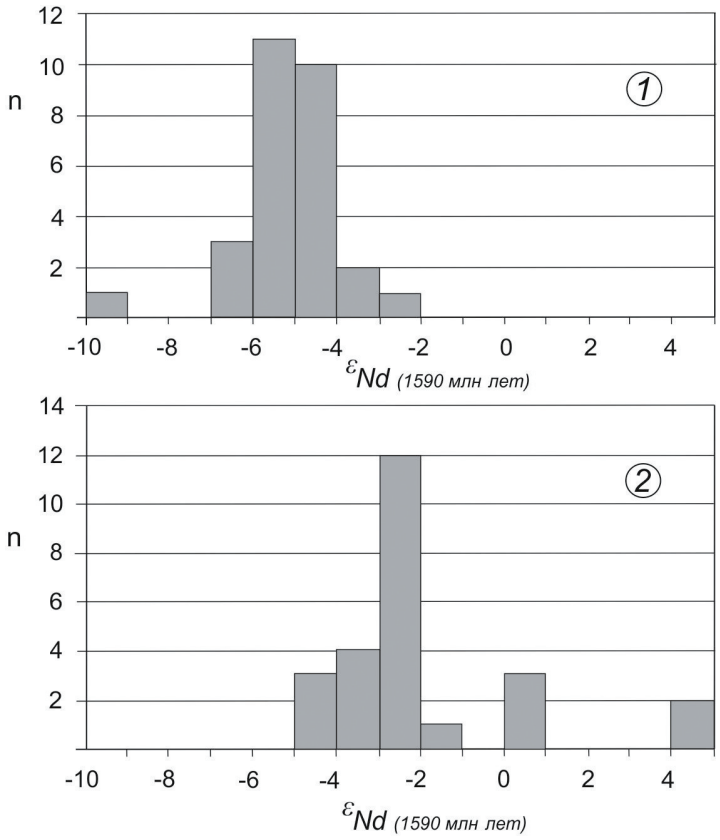


Рис. 43. Частота встречаемости разного изотопного состава Nd (n — число образцов).

Рассчитано к дате 1590 млн лет для безрудных и слабо минерализованных районов кратона Гоулер (1) в сравнении с гигантским месторождением Олимпик Дам (2).

Использованы данные: [Skirrow et al., 2007].

Вообще привлекает внимание яркость участия в рудогенезе (1590—1575 млн лет) как различных осадочных пород, так и мантийных источников (см. **рис. 42** и **43**). Видимо, это объясняется особой контрастностью смешивающихся неравновесных флюидов, в том числе приводящей к исключительному богатству и полиметальности генерируемых руд.

Глава 3. Южная Америка

Южная Америка по возрасту руд является самой контрастной. В трех богатейших районах (Морро-Велью-Куяба, Агуас-Кларас, Серро Норте) руды архейско-раннекарельские, а в трех (Чукикамата, Серро Рико де Потоси и Эль Тениенте–Лос Бронсес) — мезозойско-позднекайнозойские, приуроченные к современным Андам.

3.1. Золоторудный район Морро Велью–Куяба

Эпимантийный район Морро Велью–Куяба назван по двум самым богатым месторождениям. Правда, чаще его называют «*Железным Четырехугольником*», потому что нет больше в мире территории, где бы так тесно переплетались гигантские золотые и железорудные месторождения. В частности, рядом с двумя золотыми гигантами находится железорудный гигант Агуас Кларас, а немного в удалении — другой железорудный гигант Пико (**рис. 44 и 45**).

При очень большой общей площади, новые месторождения золота открываются почти каждые несколько лет. Так, сравнительно недавно были открыты месторождения: на северо-западе — Турмалина, на северо-востоке — Консейсау и Кауэ. Группа месторождений на юго-востоке под общим названием Марианна открыта давно. Морро Велью (**рис. 46**) (добыто с 1834 г. 470 т Au и почти выработано), Куяба (**рис. 47**) разведано недавно (добыто с 2015 г. 150 т Au) и сейчас стало ведущим; открыто еще новое месторождение Коррега де Ситио (**рис. 48**).

Один из важнейших факторов в генезисе золоторудных месторождений — горизонтальные перемещения с образованием аллохтонов. На карте (см. **рис. 44**) показано движение этих аллохтонов, из которого следует, что именно на этих путях располагаются гигантские месторождения золота Морро-Велью, Куяба, Коррего де Ситио, Кауэ и Консейсау и месторождения железа Агуас Кларас, Хавиер, Тамендуа, Пау Бранко и южнее Пико и Каса Педро.

На **рис. 45** перечислены главные события, участвующие в рудогенезе, а на **рис. 48** (месторождение Коррего де Ситио) особо показана позитивная роль предшествующего золотоносности окварцевания (улучшает емкостные свойства будущего золотого месторождения). В рассматриваемых районах, как, впрочем, и во всех золотых месторождениях, обращает на себя внимание связь между концентрациями в рудах золота и мышьяка (**рис. 49**), а также околорудная турмалинизация (**рис. 50**), которая подготавливает и сопровождает рудогенез.

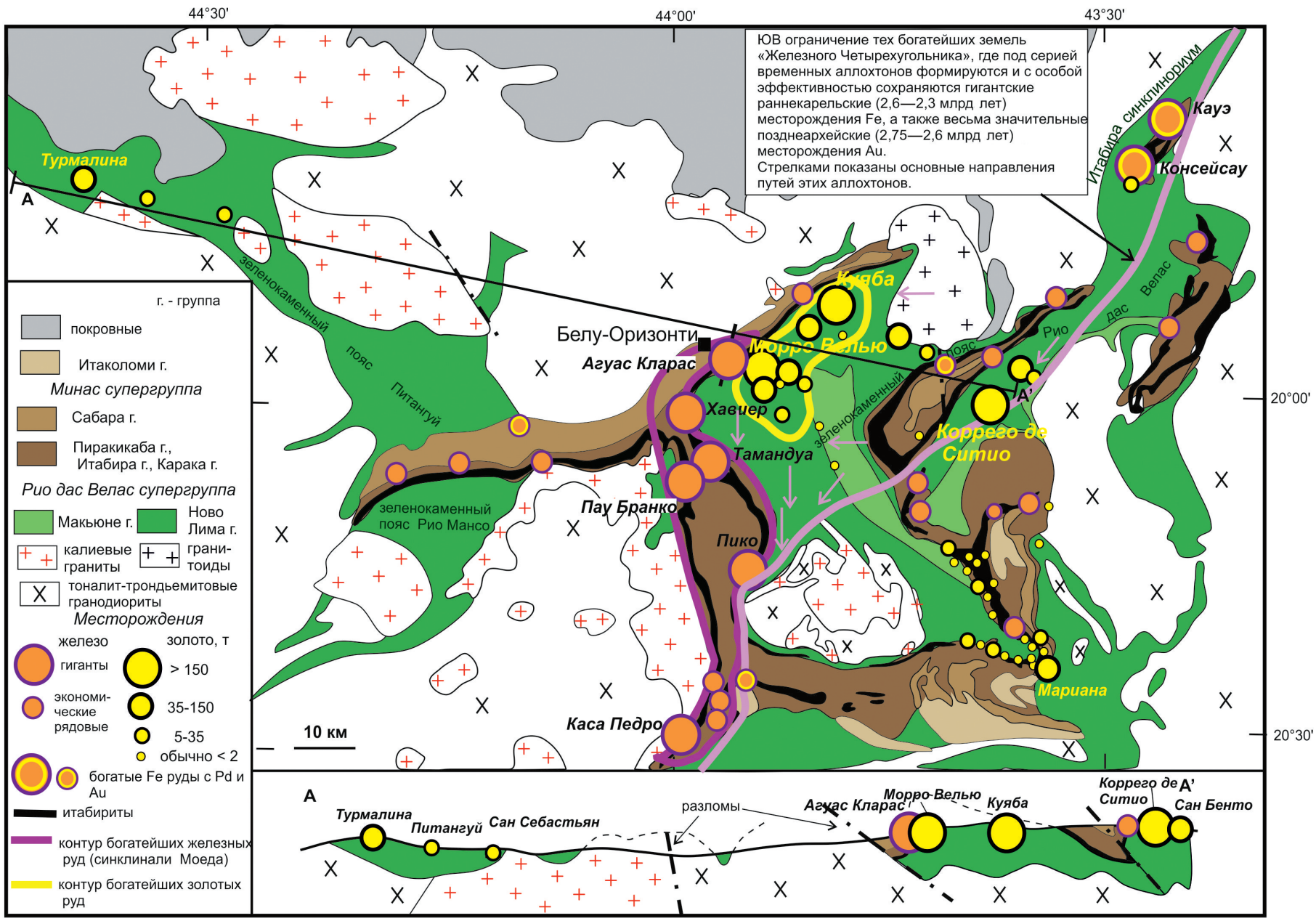

44°30'
44°00'
43°30'
20°00'
20°30'
ЮВ ограничение тех богатейших земель «Железного Четырехугольника», где под серией временных аллохтонов формируются и с особой эффективностью сохраняются гигантские раннекарельские (2,6—2,3 млрд лет) месторождения Fe, а также весьма значительные позднеархейские (2,75—2,6 млрд лет) месторождения Au.
Стрелками показаны основные направления путей этих аллохтонов.
Итабира синклинориум
Турмалина
Кауэ
Консейсау
Куяба
Морро Велью
Агуас Кларас
Белу-Оризонти
Хавиер
Тамандуа
Пау Бранко
Пико
Каса Педро
Коррего де Ситио
Мариана
зеленокаменный пояс Питангуй
зеленокаменный пояс Рио Мансо
зеленокаменный пояс Рио дас Велас
10 км
г. - группа
покровные
Итаколоми г.
Минас супергруппа
Сабара г.
Пиракикаба г., Итабира г., Карака г.
Рио дас Велас супергруппа
Макьюне г.
Ново Лима г.
калиевые граниты
грани-тоиды
тоналит-трондьемитовые гранодиориты
Месторождения
железо
гиганты
экономи-ческие рядовые
золото, т
> 150
35-150
5-35
обычно < 2
богатые Fe руды с Pd и Au
итабириты
контур богатейших железных руд (синклинали Моеда)
контур богатейших золотых руд
A
A'
разломы
Сан Себастьян
Сан Бенто

Рис. 44. «Железный Четырехугольник» Бразилии.

Богатейшие железорудный район синклинали Моеда и золоторудный район Морро Велью–Куяба.

Использованы данные: [Aguilar et al., 2017; Alkmim, Marshak, 1998; Cabral et al., 2013; Cabral et al., 2013a; Galbiatti et al., 2007; Hagemann et al., 2016; Lobato et al., 2019; Lüders et al., 2005; Martins et al., 2016; Morales et al., 2016; Pereira et al., 2007; Soares et al., 2017, 2018; Spier et al., 2003; Vial et al., 2007a].

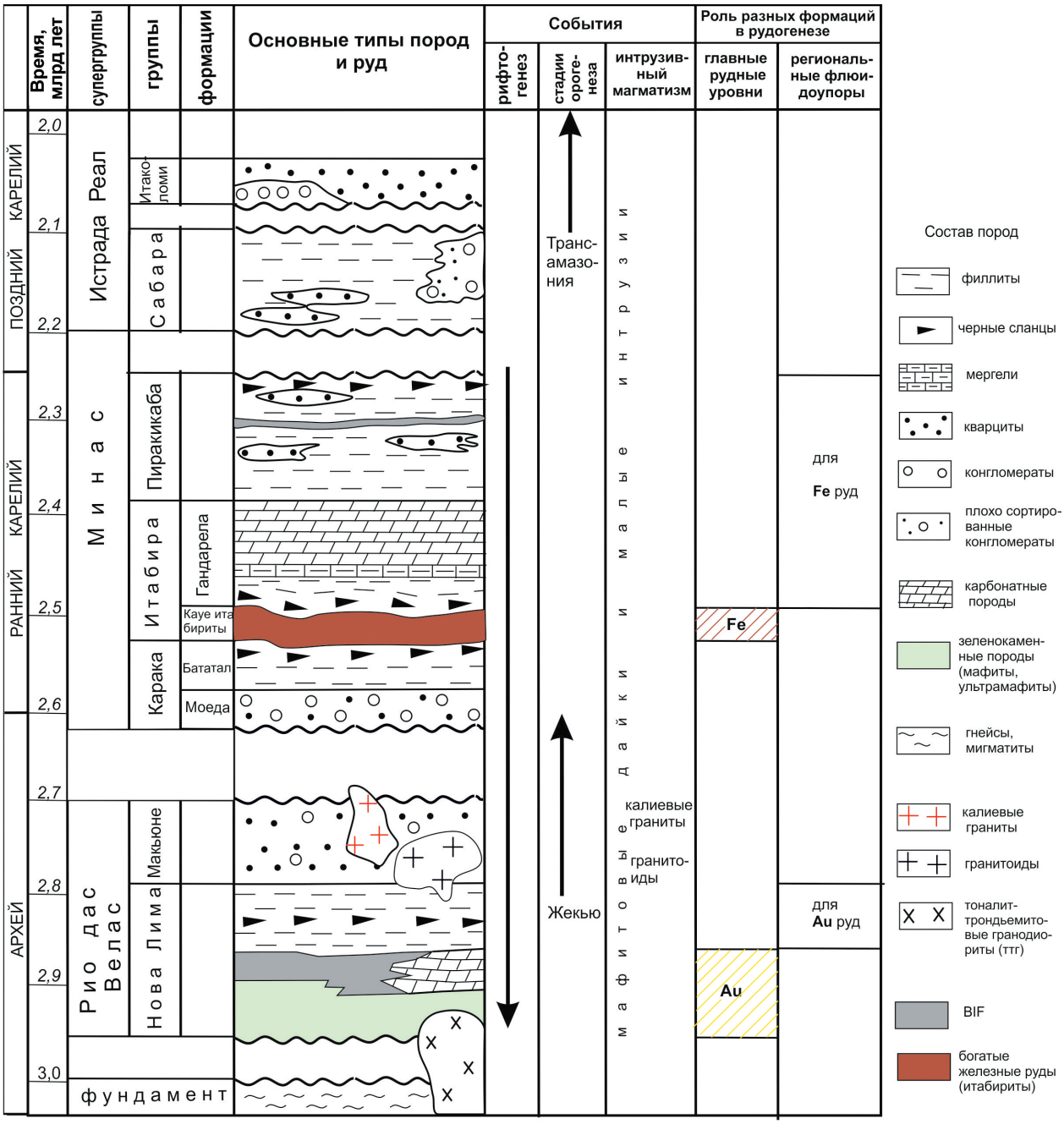


Рис. 45. Главные события в истории железных руд «Железного Четырехугольника» Бразилии, привязанные к литолого-стратиграфической колонке.

Использованы данные: [Cabral et al., 2013; Carlos et al., 2014; Fernandes et al., 2019; Koglin et al., 2014; Madureira et al., 2021; Soares et al., 2018].

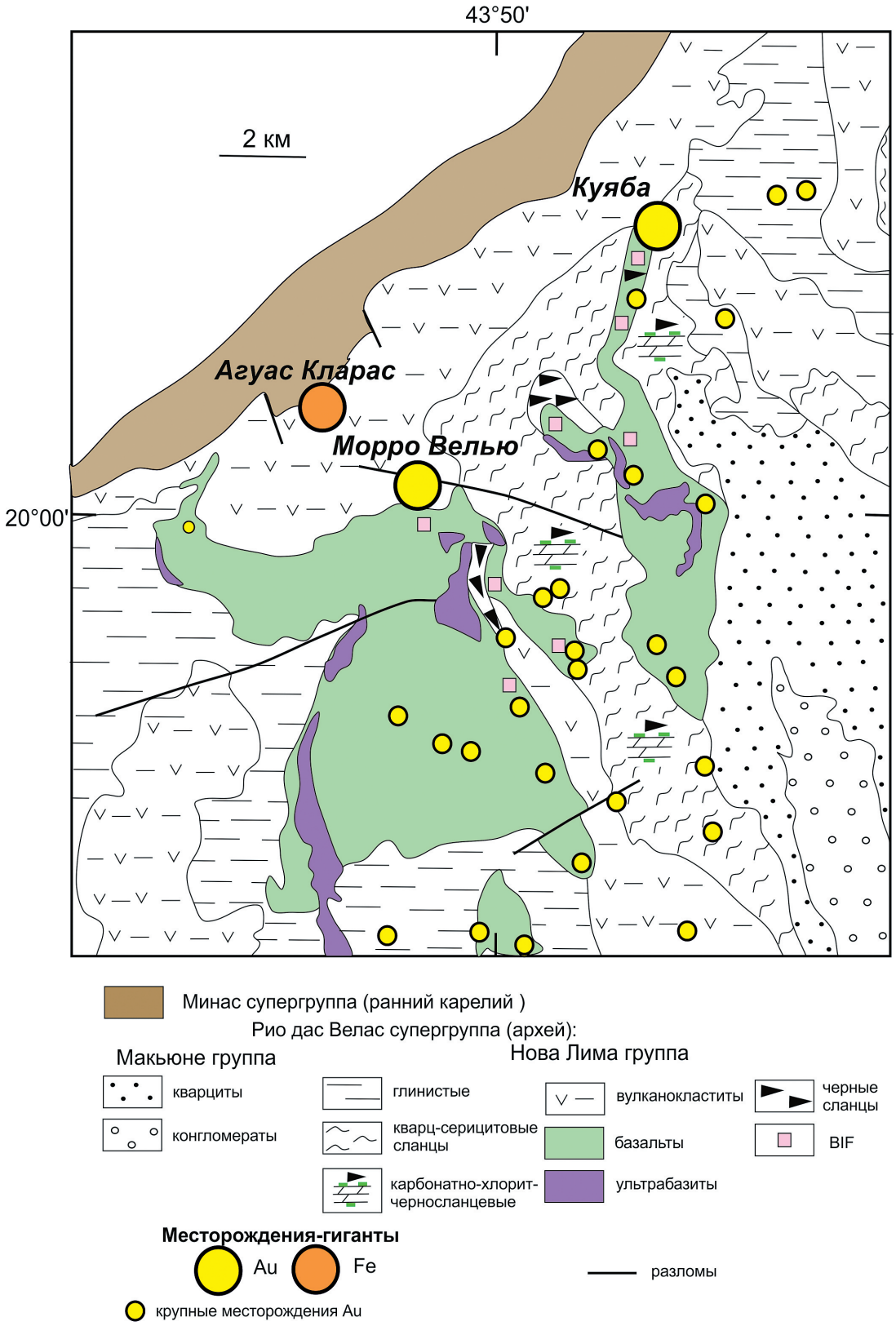


Рис. 46. Литолого-стратиграфический контроль золотоносности гигантского рудного поля Морро Велью–Куяба.

Использованы данные: [Galbiatti et al., 2007; Lobato et al., 2001; Vial et al., 2007b].

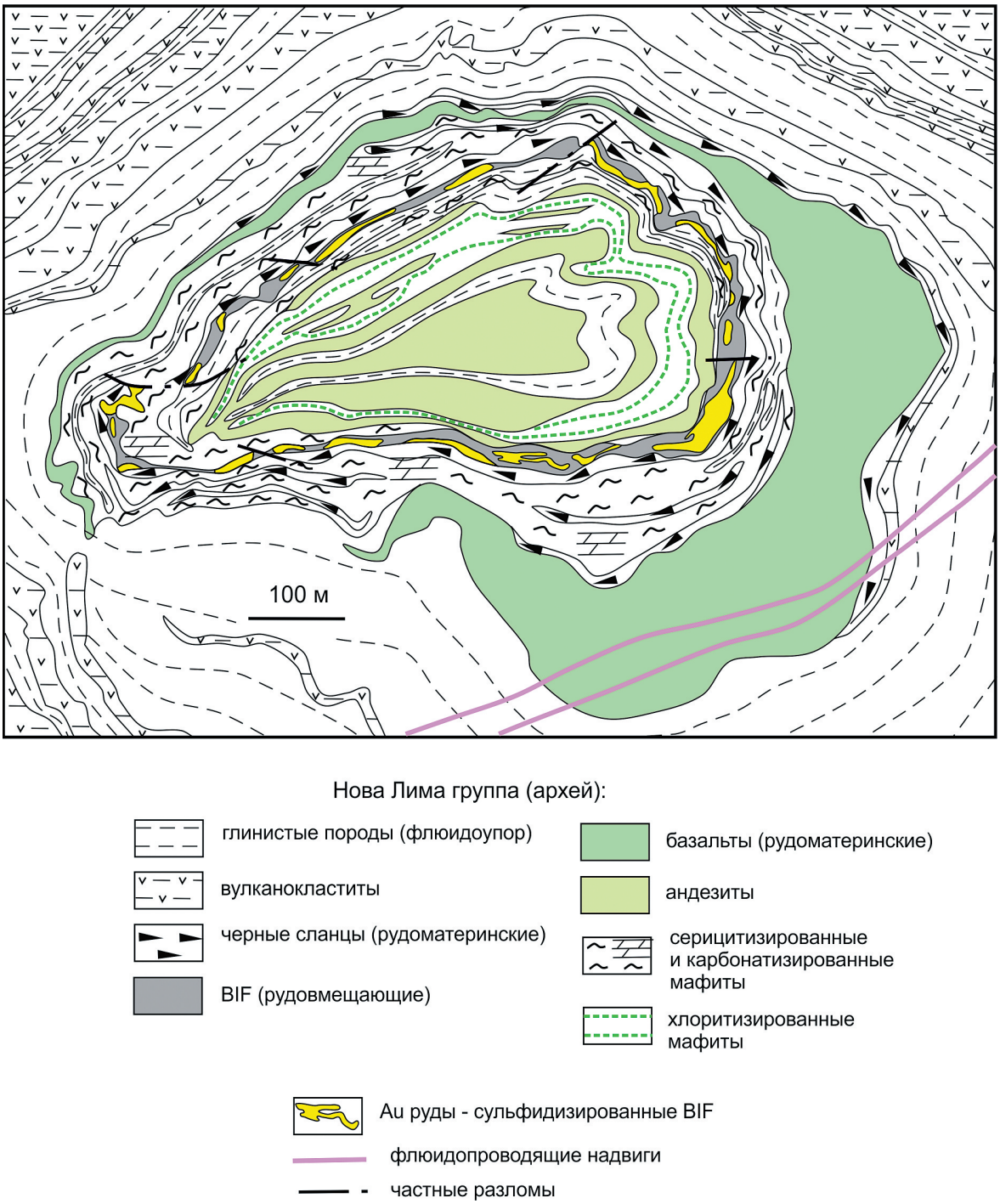


Рис. 47. Месторождение Куяба.

Это самое богатое из ныне разрабатываемых золоторудных месторождений Бразилии.

Использованы данные: [Kresse et al., 2018; Lobato et al., 2001; Martins et al., 2016; Morales et al., 2016; Ribeiro-Rodrigues et al., 2007].

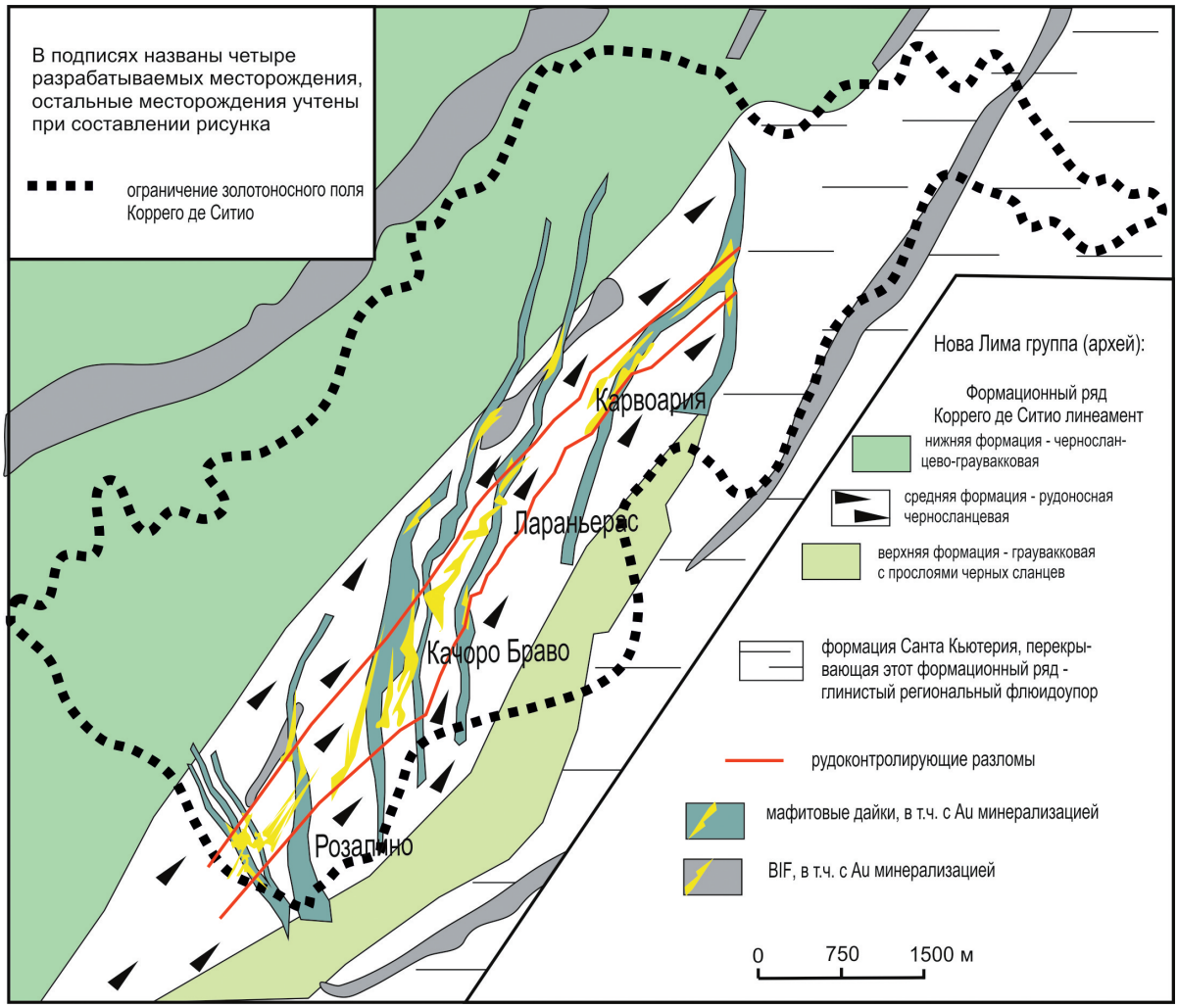


Рис. 48. Золотоносный линеамент Коррего де Ситио.

Золотоносные кварц-карбонатные жилы (желтое) развиваются по узким минерализованным разломным зонам с простиранием СВ 20—30° и погружением ЮВ 60—70°, кроме того, золото сорбируется на образующихся вдоль разломов зонах сульфидизации по BIF и находится в мафитовых дайках.

Использованы данные: [Galbiatti et al., 2007; Kresse et al., 2018; Pereira et al., 2007; Ribeiro et al., 2015; Roncato et al., 2015; Soares et al., 2018].

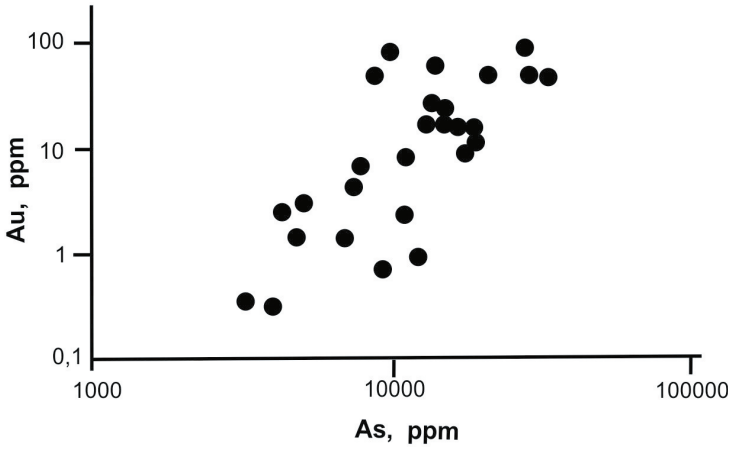
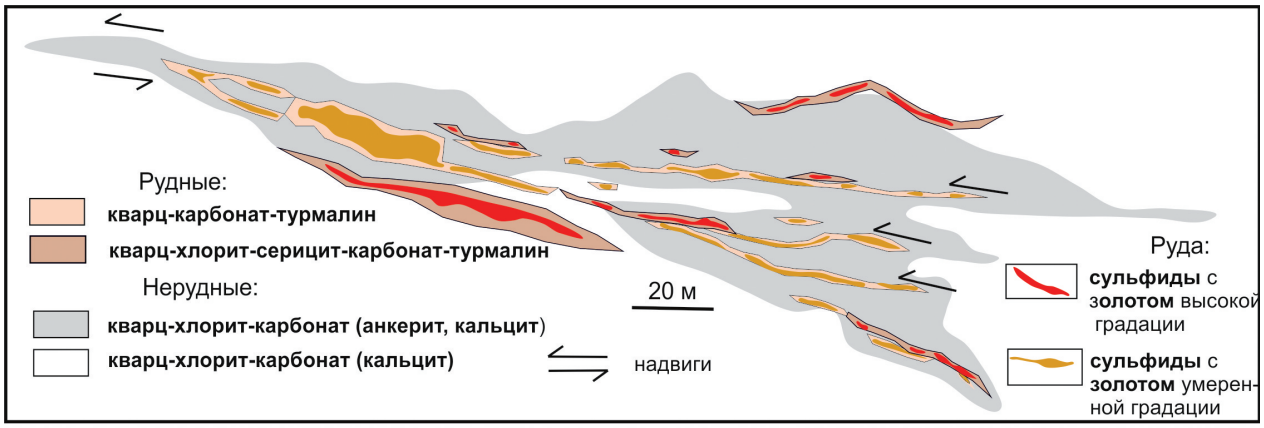


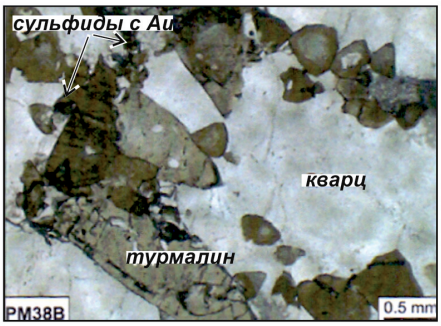
Рис. 49. Связь золота с мышьяком на месторождении Куяба.

Рост содержания арсенопирита в рудах приводит к еще большему росту содержания в них золота.

Использованы данные: [Kresse et al., 2018; Soares et al., 2018].



Типовые минералы в боковых изменениях **золотых** руд Железного Четырехугольника на примере богатого рудного тела (шахтный уровень 8, рудник *Турмалина*)



Кварцевая жила **с турмалином, сульфидами и Au.**
Au поле *Мариана*

Минералы	Последовательность минералообразования
Халькопирит $CuFeS_2$	
Пирротин FeS	
Пирит FeS_2	
Арсенопирит FeAsS	
Бертьерит $FeSb_2S_4$	
Кобальтит CoAsS, ульманит NiSbS, тетраэдрит $(Cu,Fe)_{12}Sb_4S_{13}$	

Примерная последовательность образования **сульфидов**, на которых позднее сорбируется **золото.** Линеамент *Коррего де Ситио*

Рис. 50. Минеральные ассоциации золотых руд «Железного Четырехугольника».
Использованы данные: [Hagemann et al., 2016; Morgan et al., 2013; Spier et al., 2003, 2008].

3.2. Железорудный район Агуас Кларас

Эпиосадочный район Агуас Кларас включает два самых богатых месторождения синклинали Моеда в Бразилии — Агуас Кларас и Пико, резервы железа которых в сумме составляют 12 млрд т. Богатые железные руды здесь носят название *итабириты*. На **рис. 51** ярко выражен литологический контроль рудоносности: в месторождении Агуас Кларас богатые руды размещаются в доломитовых итабиритах, а в месторождении Пико и богатые и менее богатые руды — в кварцевых итабиритах. Флюидоупором для руд являются доломитовые глины, а выше по разрезу — латеритная кора тропического выветривания — *канга*.

Сразу заметим, что не только эта синклиналь, но и вся территория так называемого «Железного Четырехугольника» по очень многим параметрам похожа на знаменитую провинцию Хамерсли в Австралии с ее богатейшими железорудными месторождениями (раздел 2.3).

Наиболее важно сходство климата, определяющего замечательные условия для эффективного рудогенеза. Весьма схожи также литологические и геохимические особенности осадочных толщ, определяющие материнские свойства, а также свойства резервуаров и флюидоупоров (см. **рис. 45**). В частности, супергруппа Минас (2,6—2,3 млрд лет), занимающая обширные территории в Бразилии, повторяет черты архейских и карельских отложений Австралии. Очевидная причина сходства докембрия Южной Америки и Австралии — это просто разъехавшиеся в стороны две части единого материка Гондваны. Иными словами, бразильские железистые кварциты (итабириты) немногим уступают австралийским, в том числе и по процессам выветривания, способствующим использованию аналогичных методик обогащения руд.

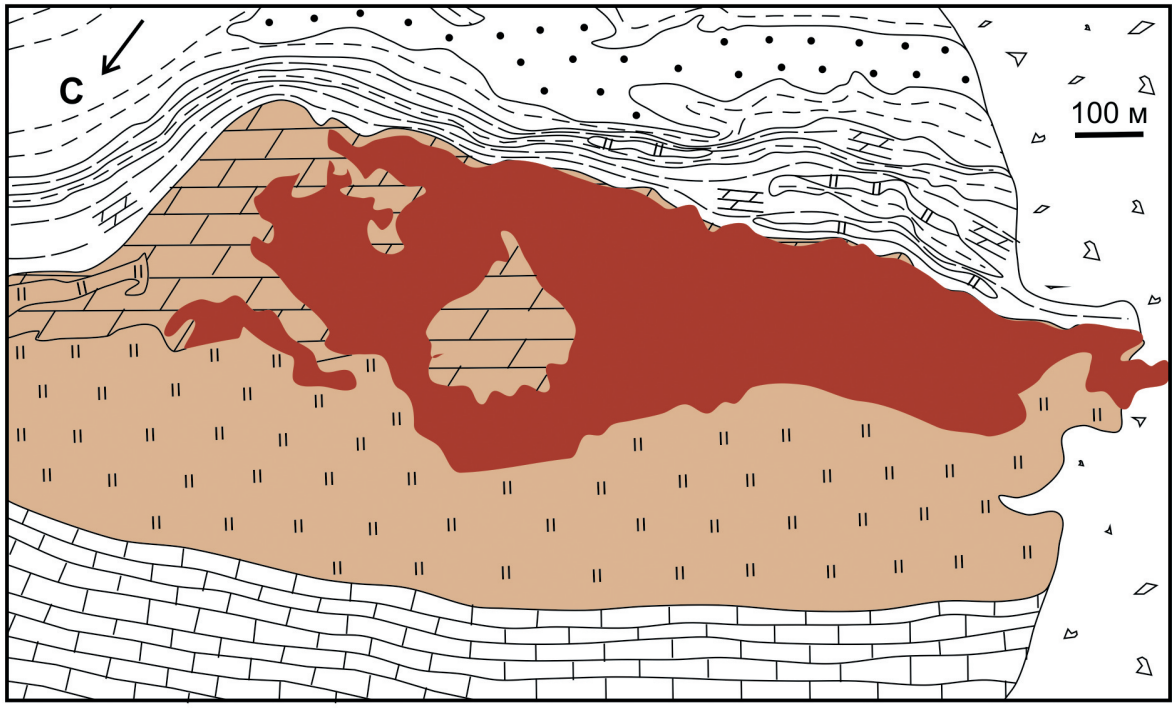
3.3. Железорудный район Серра Норте

К древним рудоносным территориям Южной Америки относится провинция Каражас, расположенная на юго-востоке Амазонского кратона и структурно контролируемая протяженными надвиговыми зонами Синзенто (Cinzento) на севере и 60-километровой на СЗ-ЮВ — в центре Каражаской синклинали (**рис. 52**). Конечно, она не так знаменита, как «Железный Четырехугольник», но уже давно ведущиеся разведочные работы и горные выработки продемонстрировали большое богатство и высокое качество железных руд.

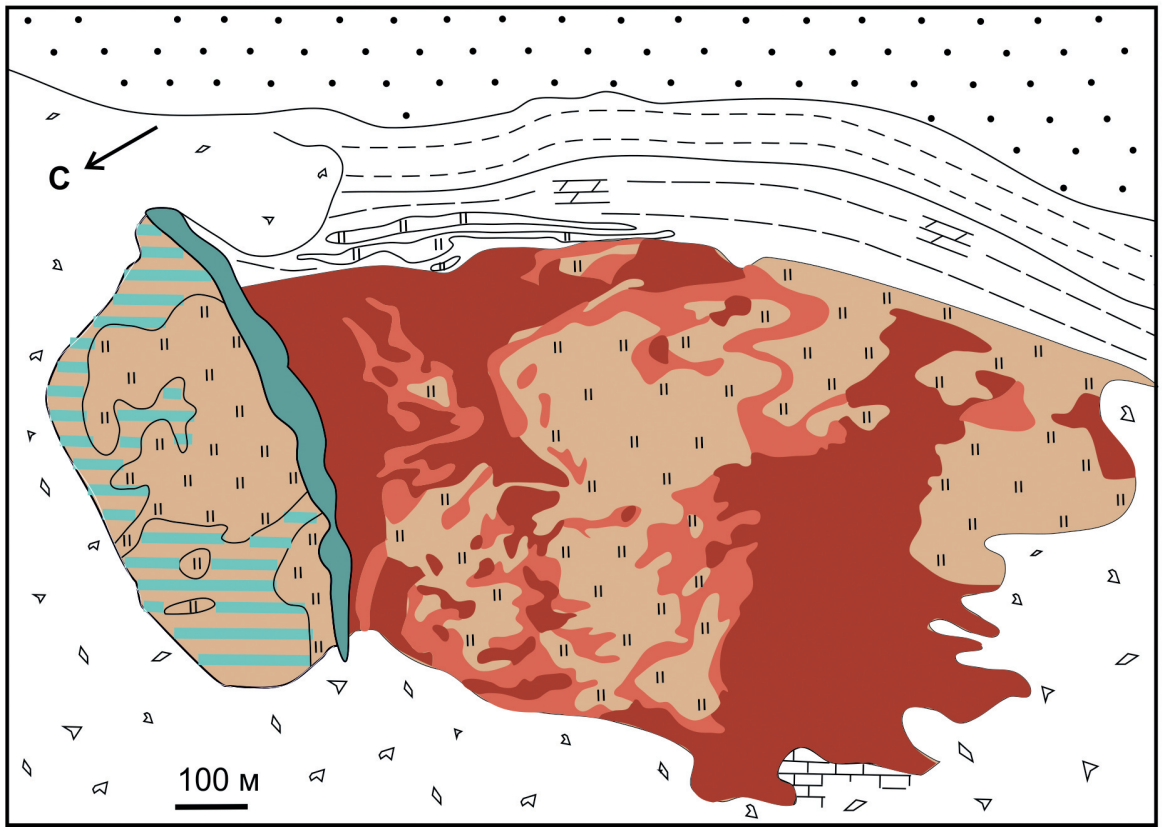
В провинции выделяется рудный пояс Итакаунас (Itacaiunas), принадлежащий одноименной архейской супергруппе (2,76—2,73 млрд лет) и состоящий из базальто-андезитовых и фельзитовых вулканических пород и включающий внутри себя, как прослойка сандвича, рудоносную вулканогенно-осадочную группу Грао Пара с железистыми кварцитами (джеспилитами — BIF) и черными сланцами, интрудированными силлами и дайками габбро (**рис. 53**).

Пояс знаменит своими гигантскими железорудными месторождениями. Наиболее важные из них отмечаются на крыльях синклинали: Серра Норте

Агуас Кларас



Пико



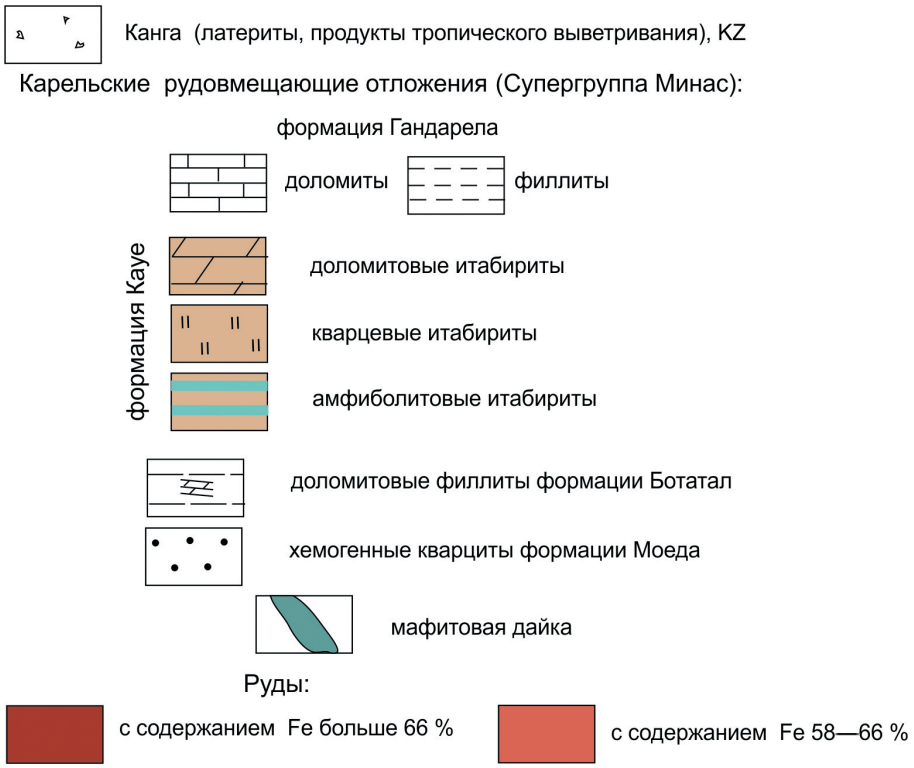


Рис. 51. Два самых богатых железорудных месторождения Бразилии.
Использованы данные: [Hagemann et al., 2016; Morgan et al., 2013; Spier et al., 2003, 2008].

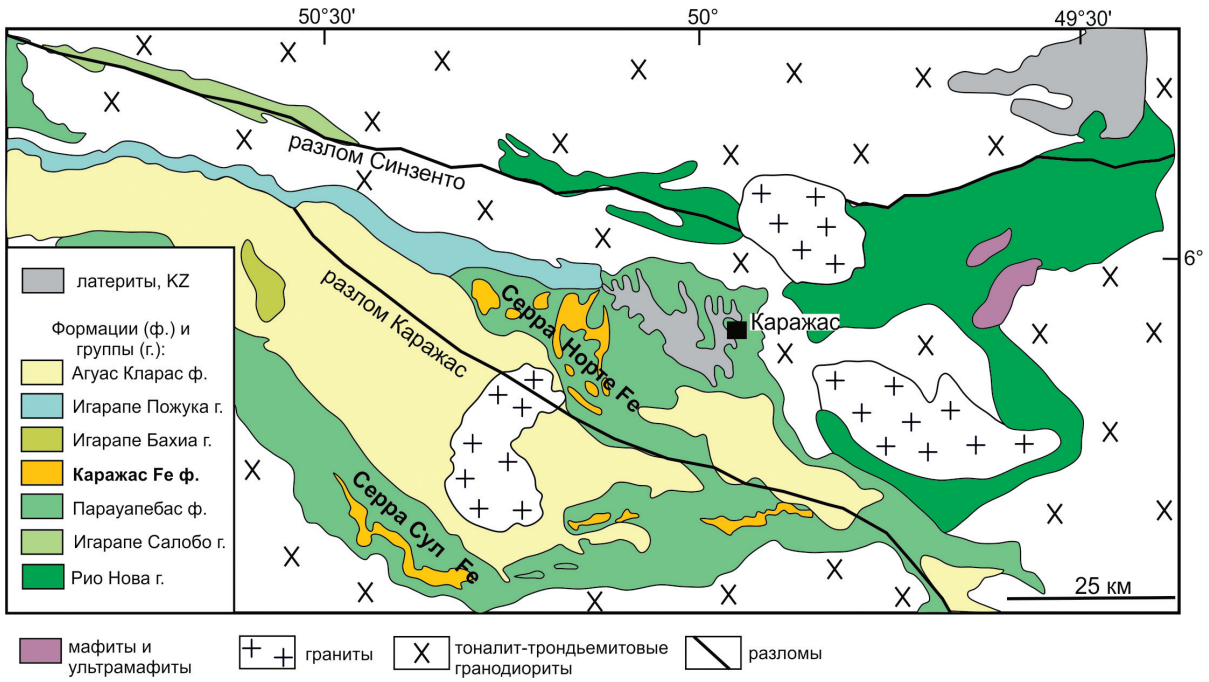


Рис. 52. Гигантский железорудный район Серра Норте.
Провинция Каражас, север Бразилии.
Использованы данные: [Dalstra, Guedes, 2004; Grainger et al., 2008; Mansur, Filho, 2016; Marschik et al., 2005; Melo et al., 2019; Moreto et al., 2015a, b; Reihl, Cabral, 2018; Silva et al., 2011, 2013; Toledo et al., 2019].

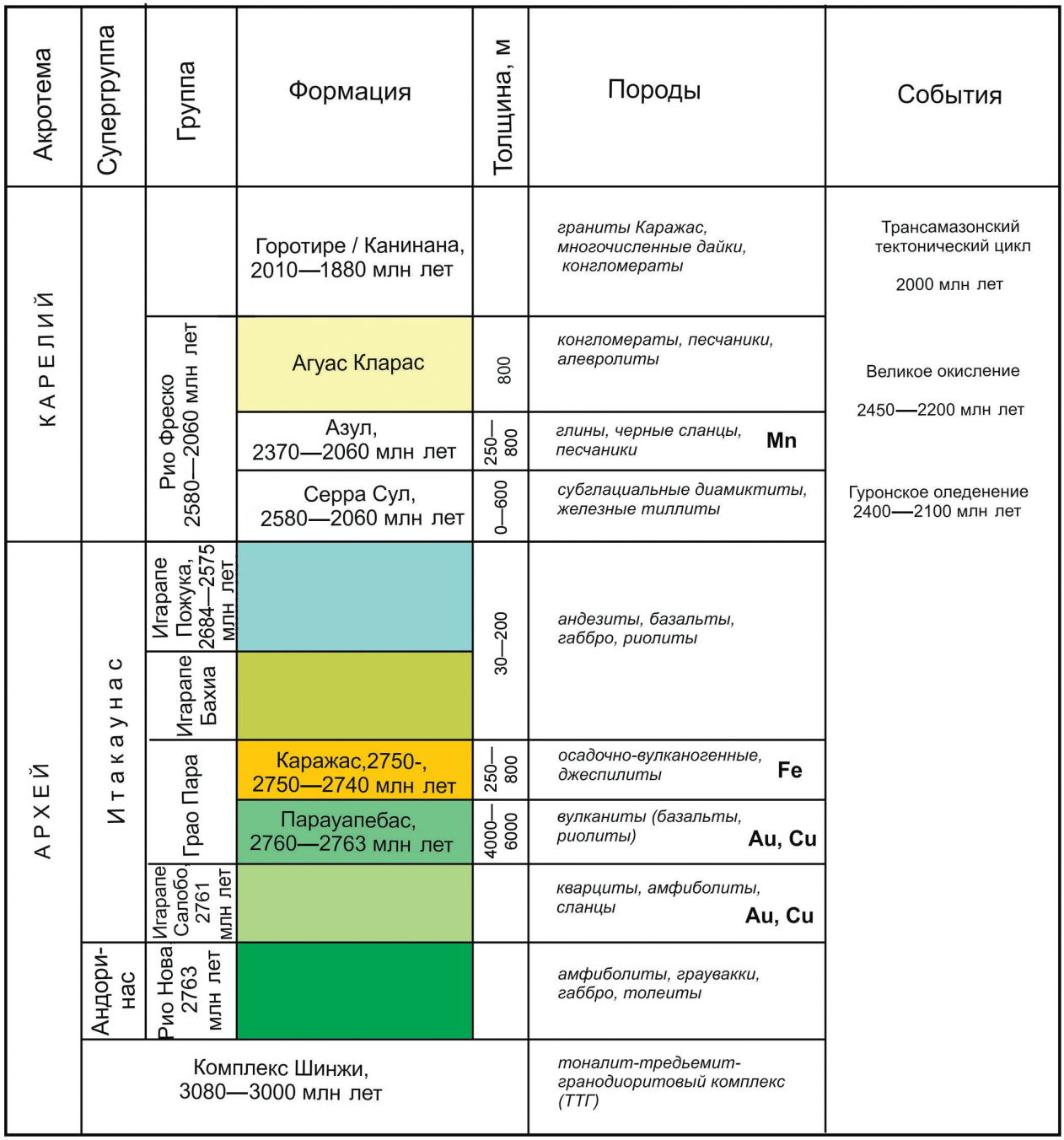


Рис. 53. Литолого-стратиграфическая колонка района Серра Норте.

Использованы данные: [Dalstra, Guedes, 2004; Grainger et al., 2008; Melo et al., 2019; Moreto et al., 2015a, b; Reihl, Cabral, 2018; Silva et al., 2011, 2013; Toledo et al., 2019].

(N1–N9) на северном крыле и Серра Сул (S1–S45) — на южном. Надо заметить, что железорудные районы Бразилии (Каражаская провинция и «Железный Четырехугольник») вместе с провинцией Хамерсли в Австралии поставляют 2/3 мирового экспорта железа.

Серра Норте по запасам (Fe — в резерве 7 млрд т, а в ресурсах — 18 млрд т) уступает «Железному Четырехугольнику», но в отдельных интервалах разреза не уступает ему по качеству руд (содержание Fe более 65 %). Вместе с тем, в северной Бразилии широко распространены латериты (см. **рис. 52**), так что перспективы открытия новых Fe руд достаточно велики.

Рудоматеринскими для железных руд являются слоистые железистые кварциты (джеспилиты) группы Грао Пара, также имеющей вулканическое происхождение.

В условиях жаркого влажного климата из этих пород выщелачивались кремнезем и карбонаты и формировались руды, подразделяемые при одинаково высоком содержании железа на мягкие с высокой пористостью и твердые с низкой пористостью (**рис. 54**).

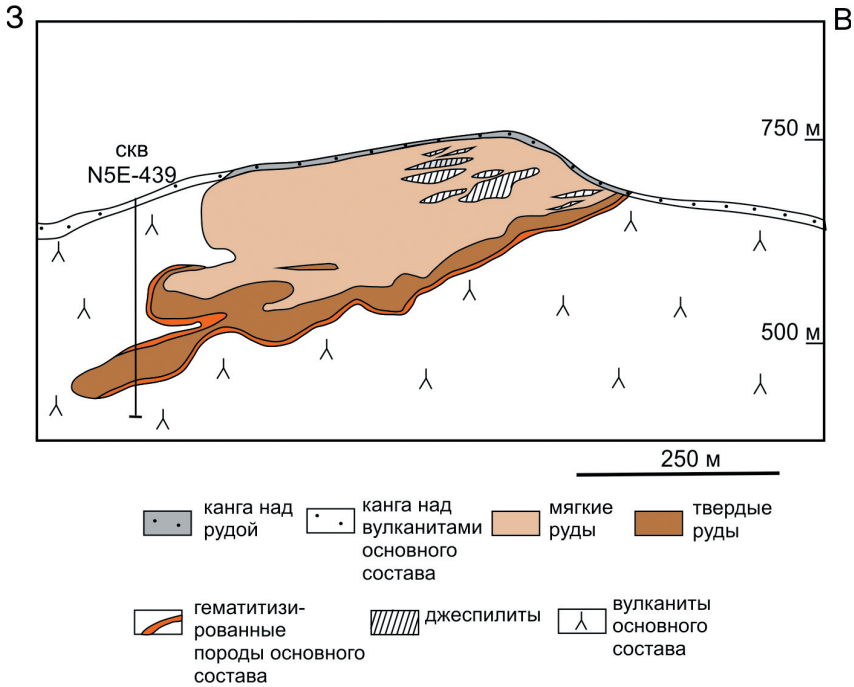


Рис. 54. Поперечный разрез залежей железных руд в районе Серра Норте.
Использованы данные: [Silva et al., 2011; Silva, Costa, 2020].

3.4. Ниобиево-редкоземельнорудный район Араха

Богатейший в мире ниобиево-редкоземельный район Араха (**рис. 55**) на юге Бразилии нами рассматривается с особой детальностью в связи с несомненным образованием его по трансвапоритовой модели рудогенеза [Lebedev, Pinski, 2017]. Действительно, в районе ярко выражено смешение мантийных расплавов с газонасыщенными рассолами осадочных пород.

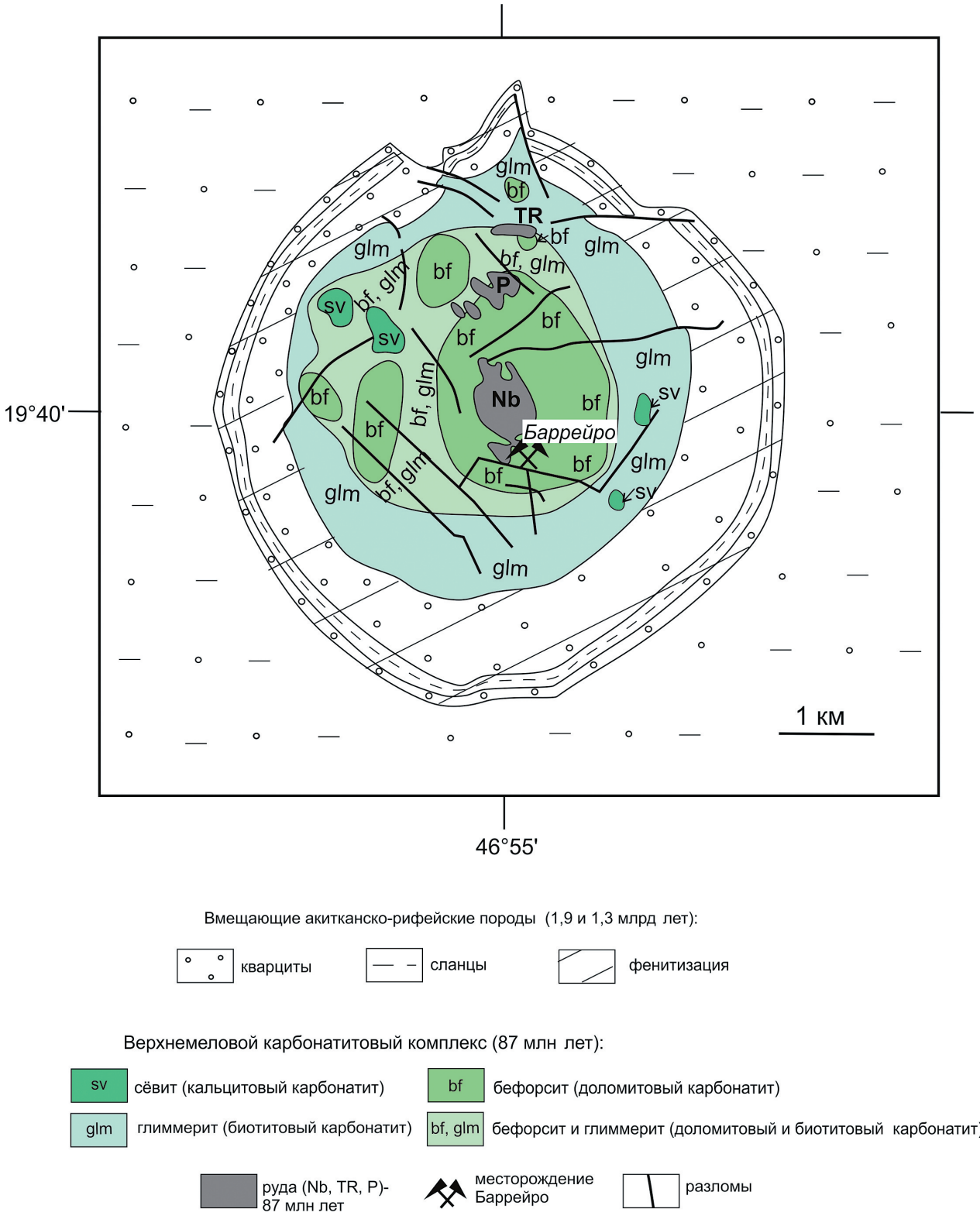


Рис. 55. Схематическая карта карбонатитового комплекса ниобиево-редкоземельного трансвапоритового района Араха (ЮВ Бразилии).

Использованы данные: [Kamitani, Hikano, 1990; Simandi et al., 2018; Wang et al., 2020].

В течение 100 лет Бразилия в возрастающих объемах экспортировала ниобий более чем в 30 стран мира, включая Россию; в районе Араха ежегодно добывалось более 1,5 млн т руды и производилось более 54 тыс. т Nb_2O_5. Главный минерал ниобия — пирохлор $(Na\ Ca)_2Nb_2O_6(OH, F)$. Кроме ниобия добываются также большие количества руд фосфора, титана и редких земель. Основными редкоземельными минералами являются фосфаты редкоземельных элементов монациты (Ce, La, Nd, Sm) — (свыше 70 %) и минералы группы плюмбогуммита (фосфат свинца и алюминия с гидроксилом). Небольшие примеси (около 1 %) составляют бастнезит $[(Ce, La, Y)CO_3]$ и церианит $[(Ce, Th)O_2]$.

Район Араха представляет собой интрудированный 87 млн лет назад в акитканские метаосадочные породы (кварциты и мусковитовые сланцы) Баррейро карбонатитовый комплекс, принадлежащий верхнемеловой Алто Паранаиба свите в пределах Бразильского складчатого пояса.

Внедрение карбонатитовой интрузии Баррейро круговой формы, диаметром 4,5 км вызвало сильное дробление вмещающих кварцитов, создавшее сеть концентрических и радиальных разломов, рассеянных даек и небольших жил. Ядро комплекса сложено доломитовым карбонатитом (*бифорсайт*) и отчасти кальцитовым (*сёвит*), которые постепенно сменяются биотитовым (*глиммерит*). Акцессорными минералами являются апатит, щелочной амфибол, магнетит, перовскит и циркон. Периферия комплекса подвержена интенсивной фенитизации, которая выражается в обилии щелочных фельдшпатоидов, арфведсонитов и эгирина в окружающих кварцитах.

Гипергенные процессы в условиях жаркого тропического климата привели к возникновению латеритного ковра (*канга*) толщиной до 230 м (в центре структуры) и резкому обогащению его ниобиевыми минералами (до 8 % Nb_2O_5). В целом при среднем содержании 2,5 % Nb_2O_5 рудные ресурсы составляют порядка 450 млн т. Запасы TR оцениваются в 20 млн т, добыча их только начата.

3.5. Полиметальный район Чукикамата

Уникальный полиметальный район Чукикамата на севере Чили **(рис. 56)** — один из двух районов мира (второй — Эль Тениенте–Лос Бронсес, 217 млн т Cu), в которых запасы меди превышают 200 млн т (Cu — 220 млн т, Mo — 1 млн т, Ag — 75 тыс. т, Au — 200 т).

У этих районов есть и другие уникальные черты: первая — молодость руд (несколько млн лет от современности, так, возраст синрудного магматизма в Эль-Тениенте 12—4 млн лет) и вторая черта, особенно резко выраженная у Чукикаматы, — доминирование в богатейших медных рудах минералов с одновалентной медью (халькозин, дигенит, борнит, куприт и другие, **рис. 57**), благодаря чему содержание меди в рудах, особенно халькозиновых, достигает 80%! В рудах с двухвалентной медью, т. е. с преобладанием халькопирита, содержание меди обычно не превышает 35 %.

Когда разведка месторождения только начиналась, непрерывные выходы халькозина прослеживались на длину до 1 км, а поскольку в этом минерале

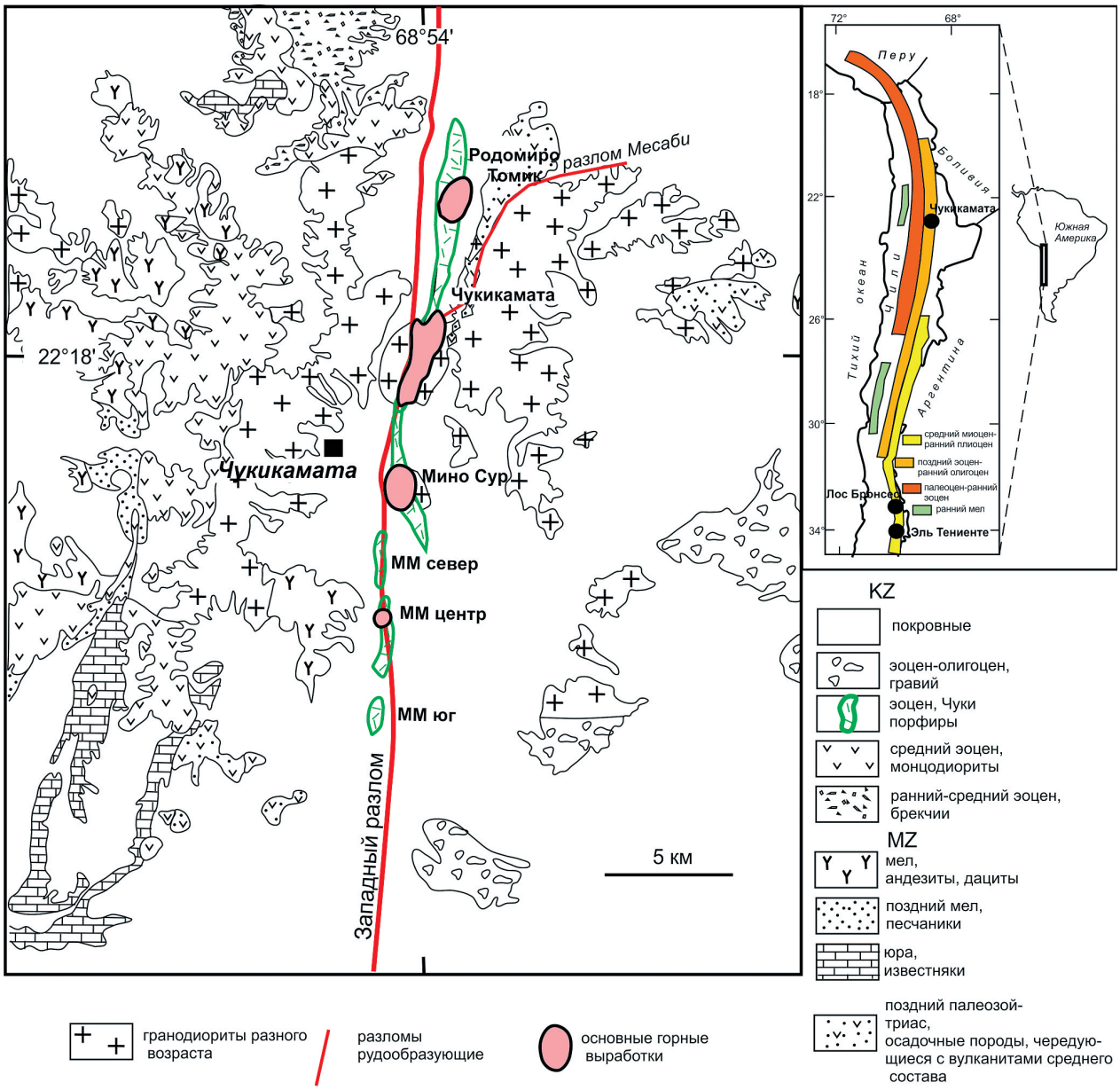


Рис. 56. Богатейший медный район мира Чукикамата (Север Чили).
Использованы данные: [Barra et al., 2013; Ossandon et al., 2001].

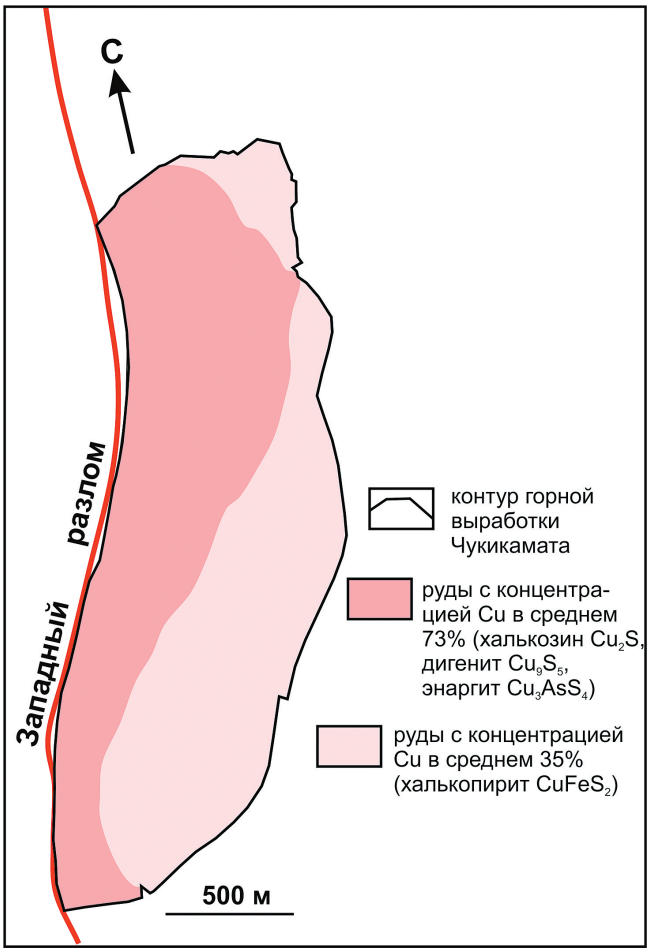


Рис. 57. Два типа медных руд в богатейшем месторождении Чукикамата: Использованы данные: [Ossandon et al., 2001].

содержится до 80 % меди, он добывался очень быстро, и обилие минералов с одновалентной медью становилось все менее заметным. Именно на этом этапе эксплуатации добыча меди достигала беспрецедентно большой величины.

3.6. Серебряно-оловорудный район Серро Рико де Потоси

Полиметальный район Серро Рико де Потоси (Боливия) находится в Восточной Кордильере Андийского горного пояса, протягивающегося от северной границы Боливии с Перу и до южной — с Аргентиной. Основная добыча серебра в течение 300 лет шла в Потоси, когда Гуанахуато в Мексике еще не открыли.

Главными компонентами руд Потоси являются серебро (запасы 120 тыс. т) и олово (запасы 2,0 млн т), а примесными — полиметаллическая ассоциация (свинец, цинк, вольфрам, сурьма, мышьяк, медь и др.). Кроме Потоси здесь работают рудники Порко (цинк и свинец), Камурана (олово и серебро), Каракота (сурьма) и Колави (олово) — **рис. 58 и 59**.

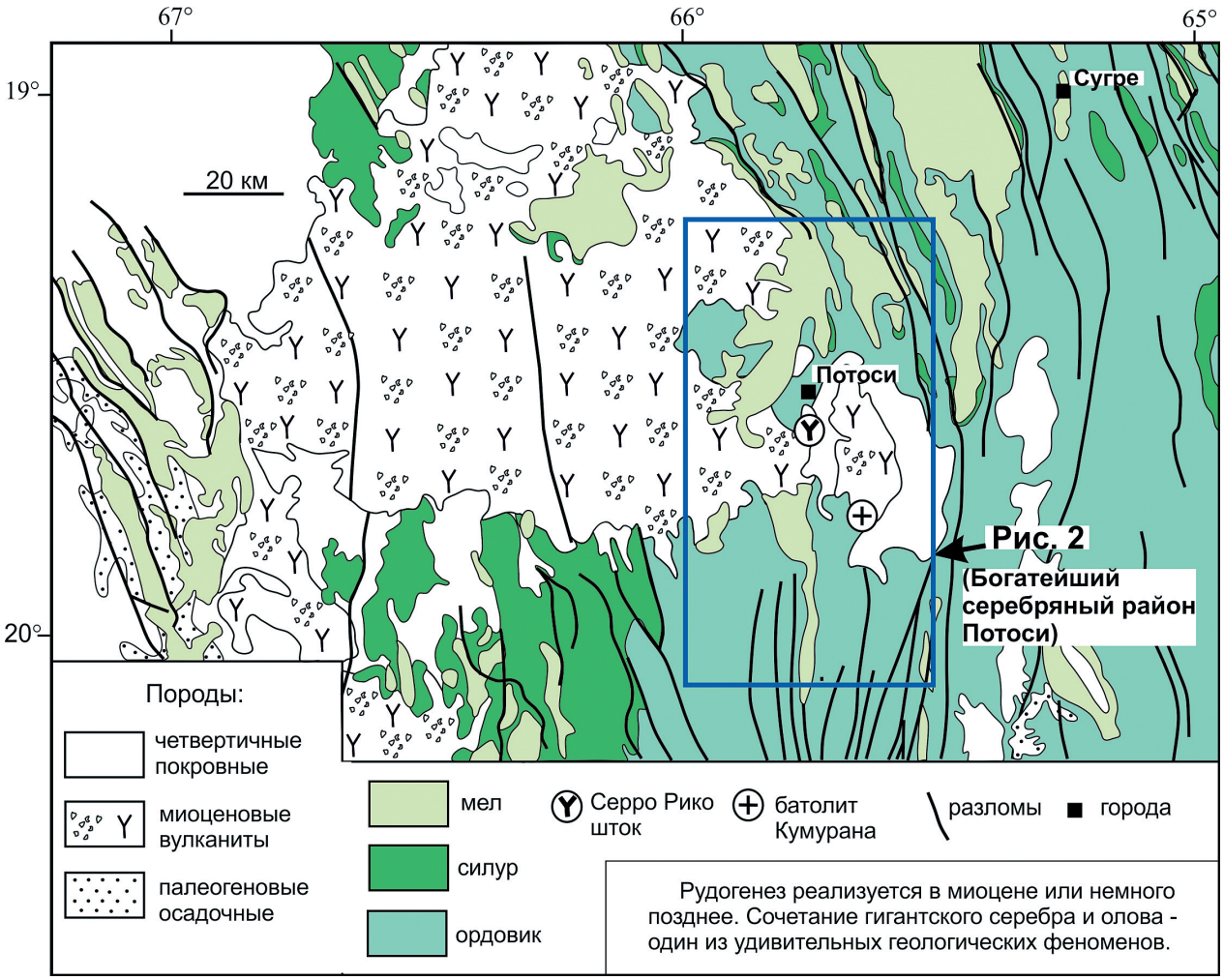


Рис. 58. Геологическая карта серебряно-оловорудного района Серро Рико де Потоси (Боливия).

Использованы данные: [Francis et al., 1981; Sugaki et al., 1983; Torro et al, 2019; Wilson, Petrov, 1999].

В отличие от сереброносного района Сев. Америки — Мексики, в Боливии большие территории, наряду с кайнозойскими отложениями, занимают осадочные породы нижнего палеозоя, прежде всего, ордовика и силура, и несколько меньше — мезозоя. В частности, в рудогенезе активно участвуют черные сланцы нижнего ордовика и нижнего силура, что сразу вызывает аналогии с очень многими богатейшими рудами из различных районов мира. Все же главный этап рудогенеза и в Боливии приходится на кайнозой **(рис. 60 и 61).**

Гидротермальные процессы, связанные и не связанные с магматизмом, весьма разнообразны и усложняют характер рудогенеза. Все же ведущей остается трансвапоризация, в ходе которой мантийные расплавы взаимодействуют с газонасыщенными растворами осадочных пород. Гармоничное развитие в докембрии и раннем палеозое обеспечило формирование надежных карбо-

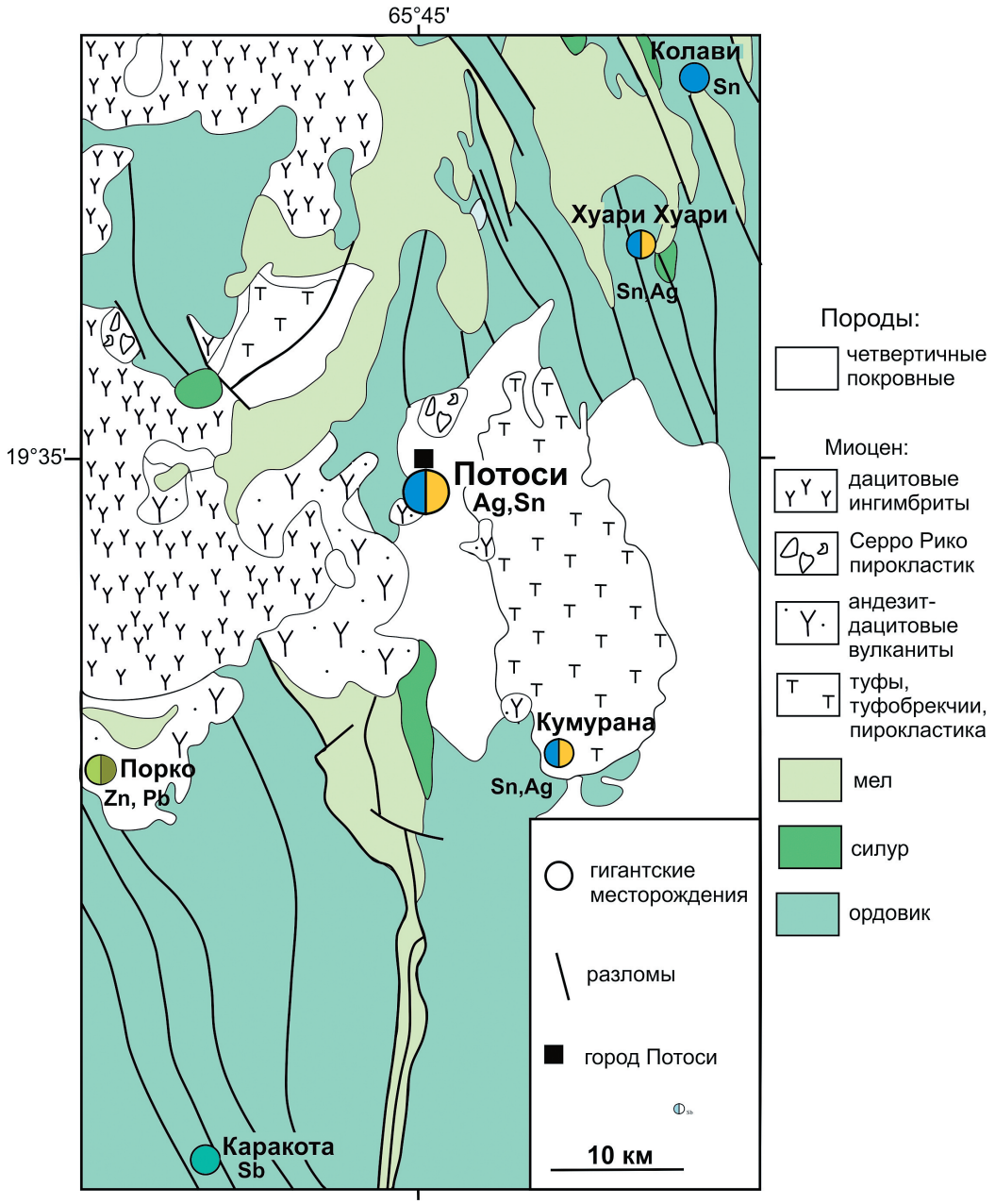


Рис. 59. Многообразие рудогенеза в районе холма Потоси.

Использованы данные: [Cunningham et al., 1996; Garcia-Guinea, 1995; Sillitoe et al., 1998; Sugaki et al., 1983].

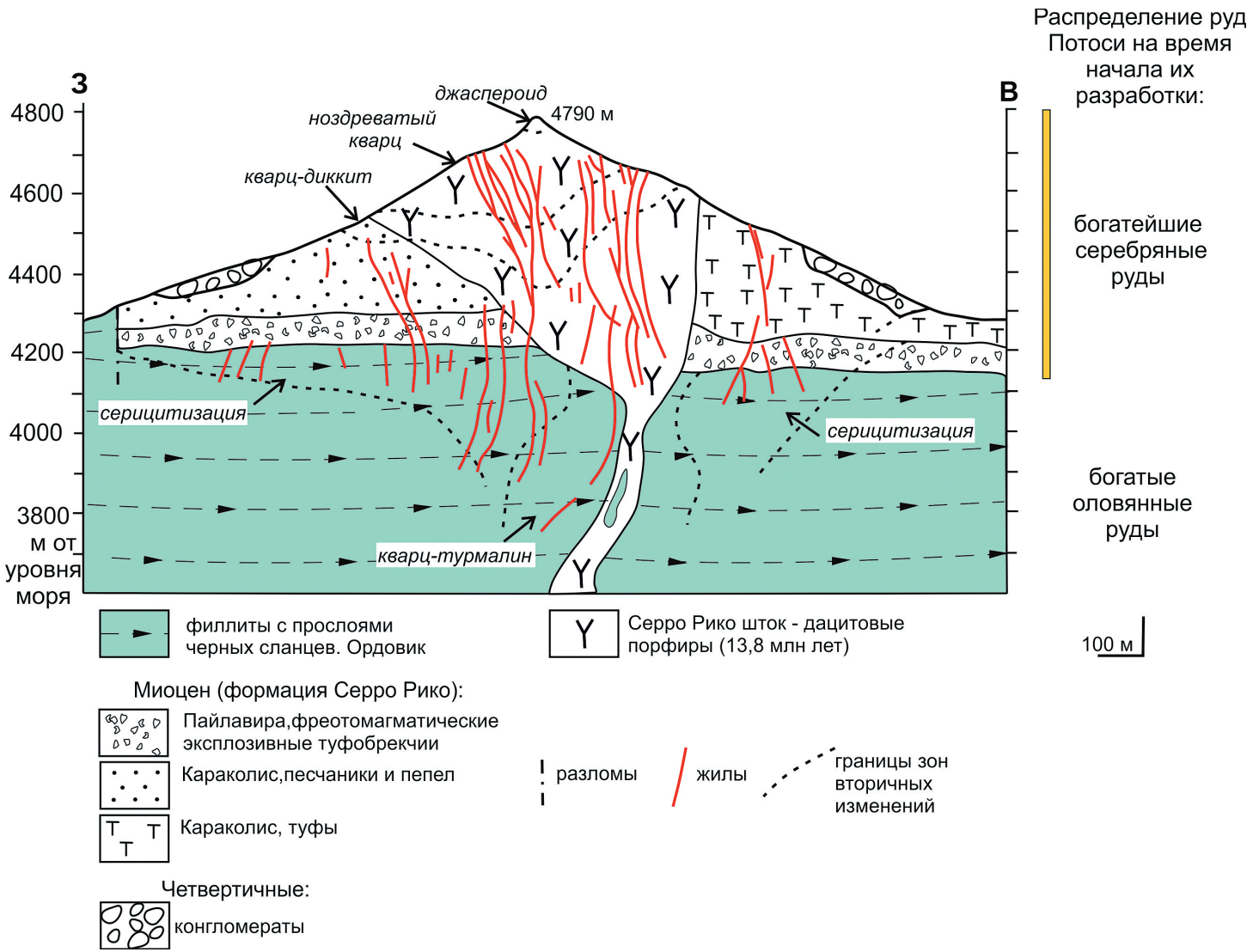


Рис. 60. Расположение богатейших рудных жил в уникальном серебряном месторождении Серро Рико де Потоси. Использованы данные: [Garcia-Guinea, 1995; Rice et al., 2005; Sugaki et al., 1983].

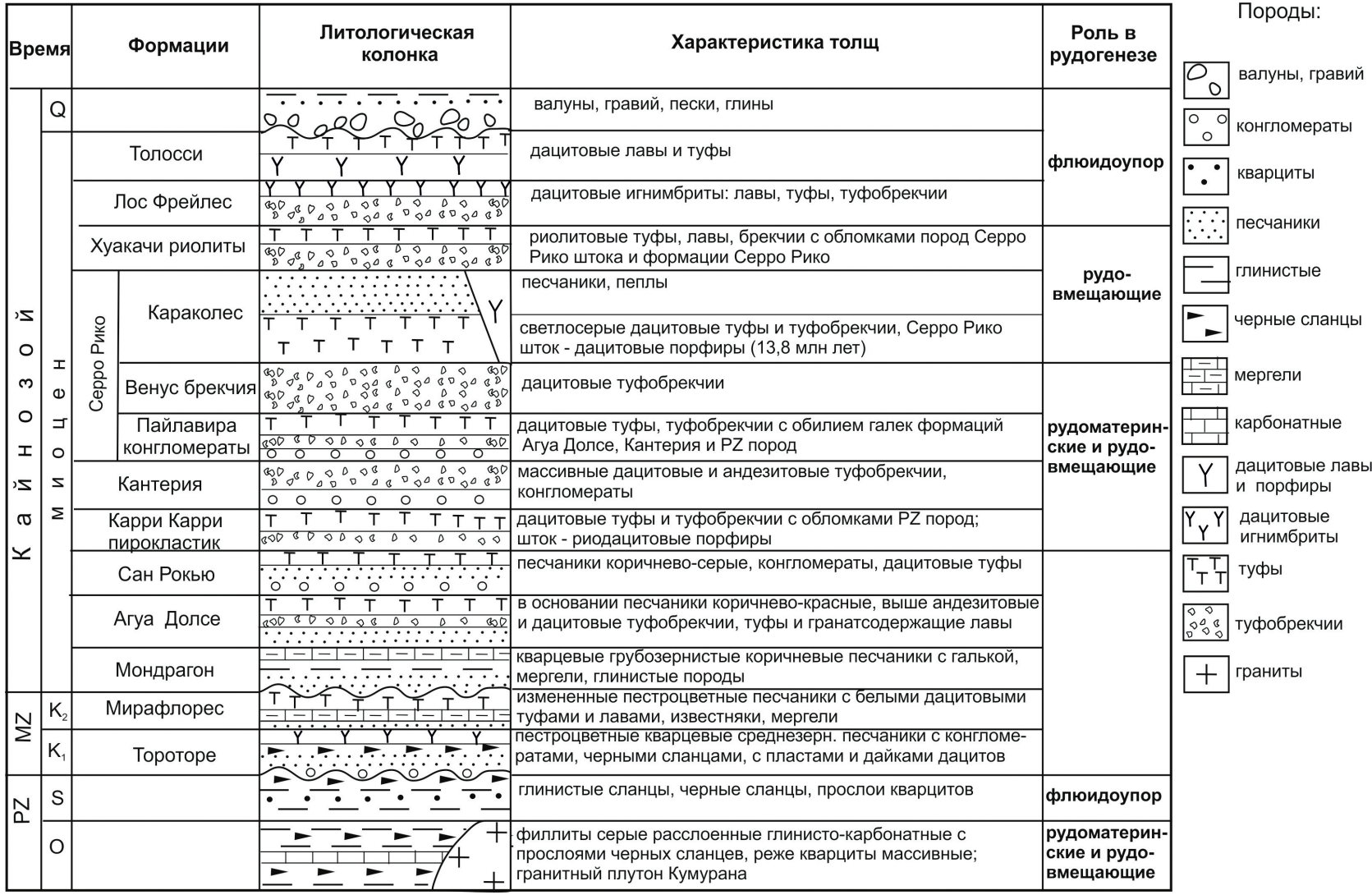


Рис. 61. Роль осадочных и магматических пород в формировании серебряных и оловянных руд района Серро Рико де Потоси.

Использованы данные: [Cerro Rico de Potosi / PorteGeo; Garcia-Guinea, 1995; Sugaki et al., 1983].

натных и песчаных резервуаров и глинистых флюидоупоров, после чего кайнозойская активизация вызвала смешение неравновесных растворов и мощный рудогенез. Батолит Кумурана (ордовик) увеличивал геотермический градиент в гигантском рудогенезе.

3.7. Медно-молибденоворудный район Эль Тениенте–Лос Бронсес

Уникальный рудоносный район, в котором рудогенез длился меньше 200 тыс. лет [Frikken et al., 2005; Stern et al, 2007] и создал за это время громадные запасы меди (более 200 млн т*) и* молибдена (более 5 млн т) [Cooke et al., 2005]. В течение мезозоя и кайнозоя формировались осадочные, в основном платформенные, бассейны с богатой нефтегазоносностью. Правда, от них после кайнозойской активизации сохранились лишь реликты в виде бедных аргентинских бассейнов Неукен, Мендоса и других [Barrionuevo et al., 2019; Mitchum, Uliana, 1985], причем есть залежи нефти в магматических породах, в том числе в силлах [Witte et al., 2012]. С одной стороны, это свидетельствует об их былом богатстве, а с другой — о роли силлов как флюидоупоров.

Характерно, что в верхнеюрских отложениях много карбонатных пород и эвапоритов [Vry et al., 2010]. В рудах и околорудных зонах много нестандартных рудных пород и минеральных ассоциаций. Особенно поражают пять типов рудоносных брекчий с эндогенным калишпатовым, а также с различными по происхождению биотитовым, ангидритовым и турмалиновым цементами. Сильное впечатление производит ассоциация одновременно образующихся биотита и ангидрита [Vry et al., 2010]. Среди жил выделено 13 минеральных типов, и все они занимают определенное место в подготовительных, рудообразующих и пострудных процессах.

На **рис. 62** показаны основные разновидности пород, которые синхронны или почти синхронны рудогенезу месторождения Лос Бронсес. Руды связаны с брекчиями, в которых состав цемента обычно меняется так: турмалин биотит ангидрит сульфиды калишпат.

Эль Тениенте, богатейшее в мире медное месторождение, является к тому же и самым молодым среди всех мировых гигантов с разными ассоциациями металлов. Как и для большинства других медных месторождений Чили, особо характерно разнообразие магматических пород. Сложно чередуются в пространстве собственно вулканиты, вулканокластиты и интрузивные разности, которые являются то подводящими каналами, то секущими дайками.

На сложную гамму магматических пород преимущественно кислого и среднего состава накладывается сеть трещин разного направления и протяженности, заполненная рудными и сопровождающими минералами. Распределение густоты трещин, как и их продуктивности, почти не зависит от состава вмещающих их магматических пород.

Ниже вулканогенной постройки установлены медные руды в осадочных породах, что позволяет говорить о предшествующих субдукционному вулканизму нефтегазонакоплении, а затем стратиформном рудообразовании.

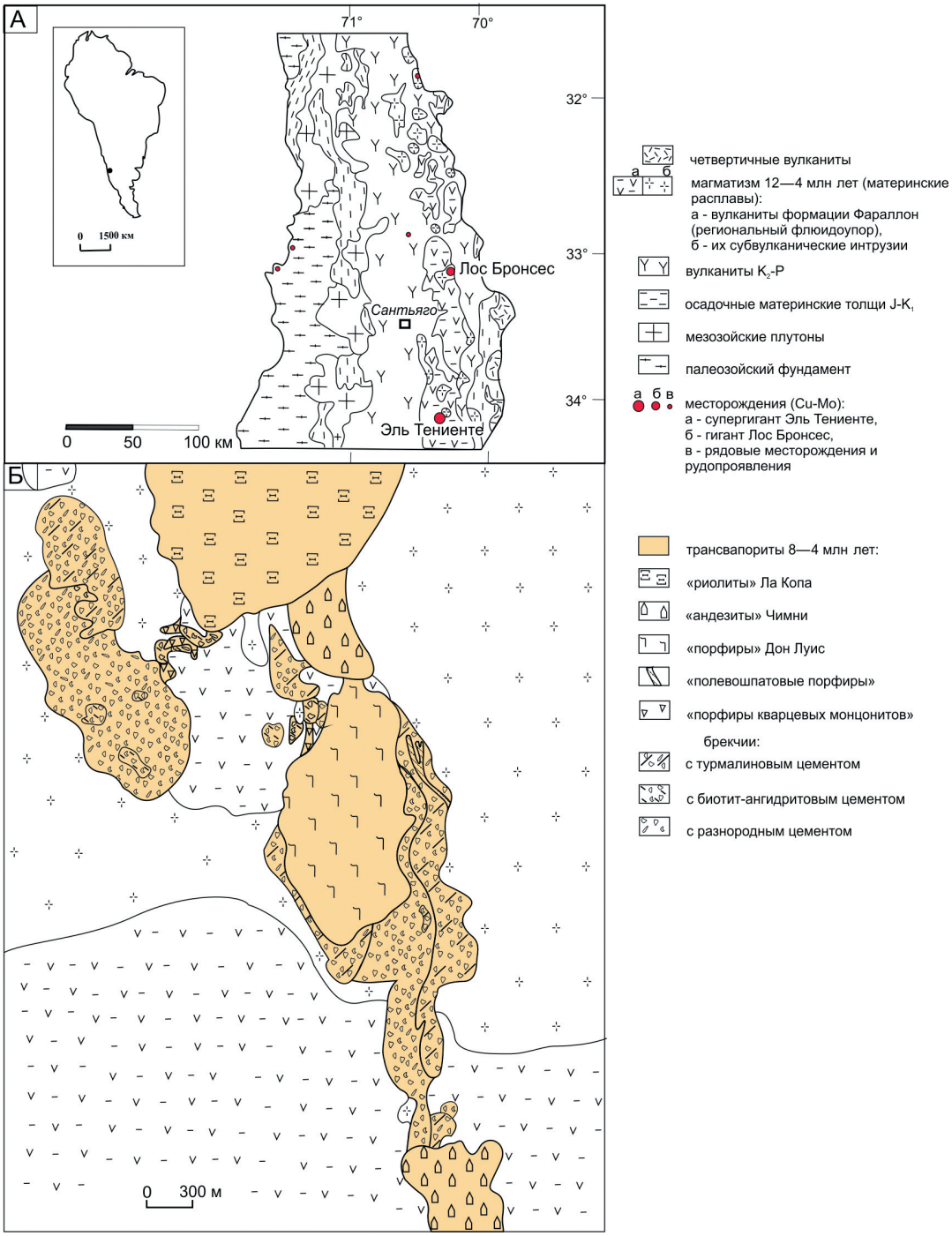


Рис. 62. Медно-молибденовый рудный район Эль Тениенте–Лос Бронсес:
А — геологическая карта района, Б — геологическая карта гигантского месторождения Лос Бронсес.
Использованы данные: [Frikken et al., 2005, с небольшими изменениями].

Мы считаем, что состав руд и синрудных пород можно объяснить только трансвапоризацией, а для *компрессионного массопереноса* региональным флюидоупором являются вулканиты формации Фараллон и их интрузивные аналоги — порфиры среднего и позднего миоцена и плиоцена [Frikken et al., 2005]. Обилие разнообразных брекчий объясняется несколькими этапами внедрения интрузий, поднимающих геотермический градиент и создающих разнообразие жильных и метасоматических ассоциаций.

При сильной изменчивости морфологии интрузий (в основном штоки, дайки и силлы), их состава (мафиты, тоналиты, диориты, кварцевые диориты, сиениты), степени кристалличности и размера порфировых выделений, весьма характерно, что эти породы содержат минералы с нестехиометрическим составом.

С одной стороны, колеблются соотношения между щелочами и щелочными землями, с другой, аномально-высокими являются содержания серы, хлора, а также газонасыщенность пород. В итоге названия пород даются в кавычках: «микродиорит», «дацит», «порфир», «полевошпатовый порфир», ибо в них бывают до 10—20% ангидрита, большая примесь биотита, магнетита или кварца.

В таких «интрузивных» породах чрезвычайно обильны газовые и газово-жидкие включения, причем жидкая фаза бывает представлена гиперсолеными водами, вплоть до 70 эквивалент-процентов NaCl. Обилие брекчий и газонасыщенность свидетельствуют о смешении расплавов с большими объемами осадочных пород. Все перечисленные аномалии обеспечивают бесспорные доказательства решающей роли трансвапоризации в рудогенезе.

Глава 4. Азия

Гигантские рудные месторождения очень молодые. Единственный район с докембрийским возрастом руд — Баян Обо, а среди фанерозойских руд мезозойско-кайнозойские резко преобладают над палеозойскими. При этом возраст рудовмещающих толщ очень часто бывает докембрийским, но активизации, приводящие к рудогенезу, и в Китае, и в России, как правило, мезозойско-кайнозойские.

4.1. Редкоземельный район Баян Обо

Единственный в мире богатейший редкоземельный район Баян Обо (Китай) со второстепенными, но тоже гигантскими месторождениями руд железа и ниобия (TR_2O_3 — 120 млн. т, 45 % от мировой добычи; Fe — 5 млрд т, Nb_2O_5 — 120 тыс. т, Y_2O_3 — 100 тыс. т) уникален тем, что руды сконцентрированы на очень небольшой территории (**рис. 63**).

Для объяснения этого уникума нами использованы три триады. Первая рудная триада уже названа — три группы металлов (TR, а также Nb и Fe). Вторая триада относится к геохимии рудогенеза: в нем участвуют щелочноземельные элементы, редкие земли и ультрамафитовые лавы. Последняя триада характеризует геологические условия рудогенеза: глинистая формация Билуте ($H_{9—10}$) — региональный флюидоупор; доломитизированные органогенно-обломочные карбонатные породы формации Халахуогете ($H_{6—8}$) — рудовмещающий резервуар; а материнские породы (ультрамафиты, фундамент и черные сланцы) обеспечивают компоненты руд и агрессивные растворы для их переноса **(рис. 64).**

Остается охарактеризовать возраст рудогенеза, по поводу которого обычно называют два интервала времени: древний 1,3—1,2 млрд лет и фанерозойский 450—400 млн лет. Мы считаем корректной первую величину с важной оговоркой, что рудогенез был кратковременным (не больше 1 млн лет) и вероятно был близок к 1,3 млрд лет. Эта дата совпадает со временем внедрения ультрамафитов, тогда как палеозойская дата относится к мощному контактовому метаморфизму в результате внедрения средне-верхнепалеозойских гранитов. Мы считаем, что метаморфизм не сопровождался привносом вещества, а состоял только в перекристаллизации и омоложении ранее образованных руд и вмещающих карбонатных пород.

На **рис. 63** была показана последовательность образования силикатных, фосфатных и окисных минералов руд: эгирин, авгит, рибекит, арфведсонит, биотит, флогопит, монацит (Ce, La)[PO_4], бастнезит Ce[$FYCO_3$], паризит $CaCe_3[F_2Y(CO_3)_3]$, хуанхит $CeBa[FY(CO_3)_2]$, магнетит, мартит, гематит.

Основные вместилища руд — карбонатные породы и среди них карбонатиты, которые образованы в результате взаимодействия ультраосновных щелочных интрузий, в том числе штоков и даек, с органогенными, как правило,

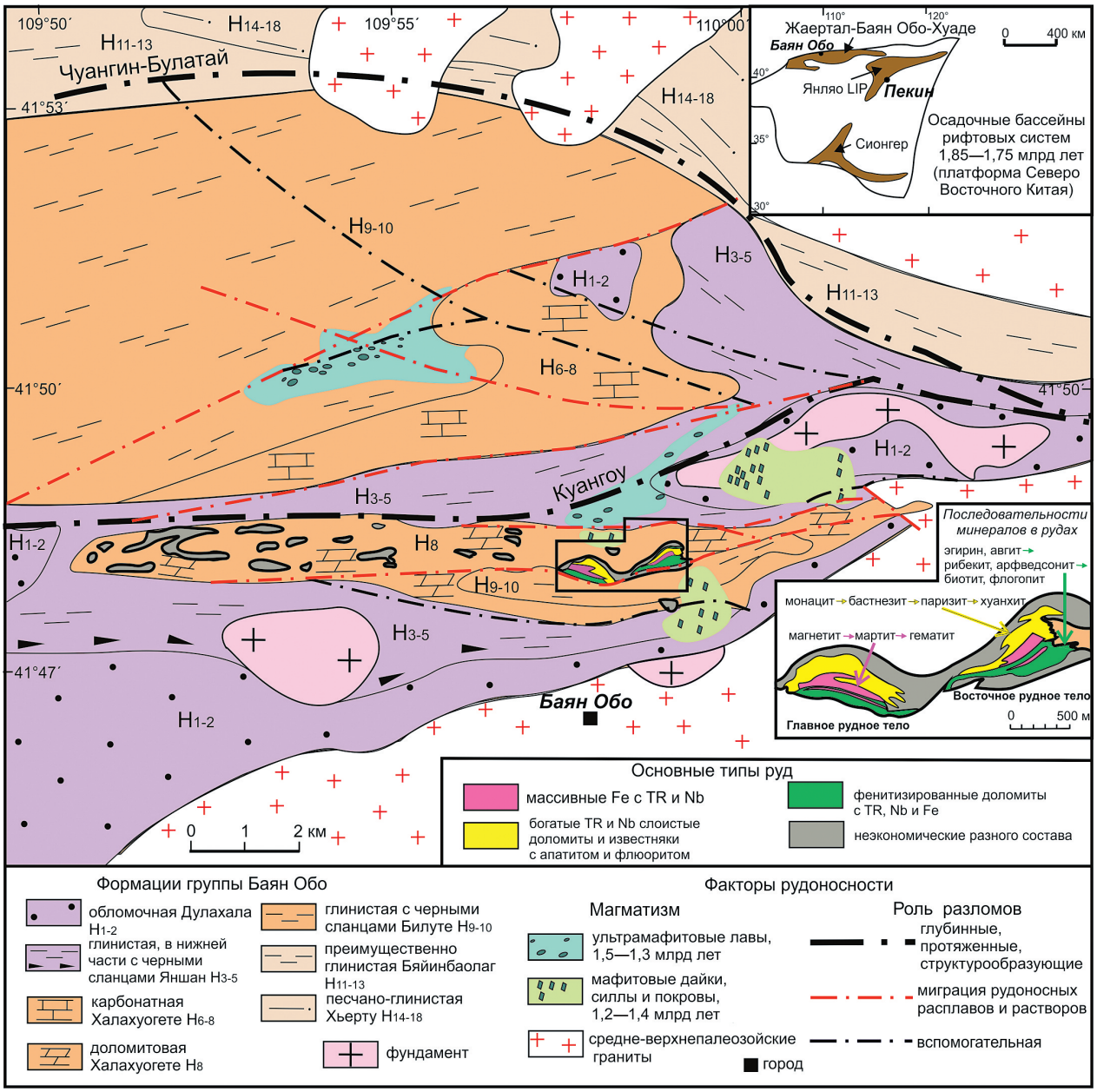


Рис. 63. Трансвапоритовая модель генезиса TR-Nb-Fe района Баян Обо (Китай).

Использованы данные: [Le Bas et al., 2007; Chao et al., 1997; Fan et al., 2004, 2014, 2016; Huang et al., 2015; Lai et al., 2015; Liu et al., 2016d; Liu et al., 2018a,b,c; Smith et al., 2015; Wang et al., 2019; Yang et al., 2011; Zhong et al., 2015; Zhu et al., 2015].

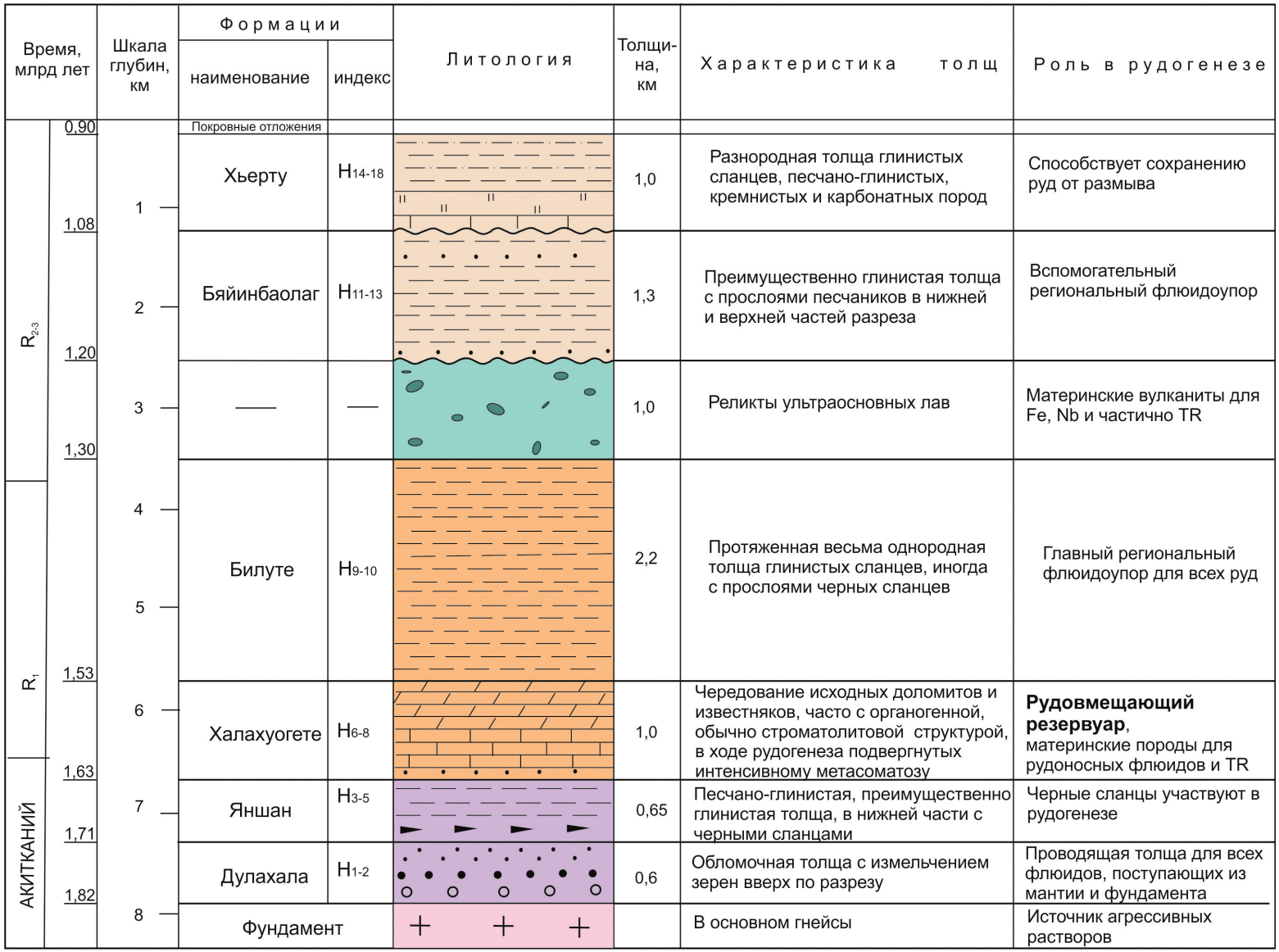


Рис. 64. Характеристика формаций группы Баян Обо и их роли в формировании редкоземельного района Баян Обо. Использованы те же данные, как и для рис. 63.

доломитизированными известняками формации Халахуогете ($H_{6—8}$). Распределение руд по сложному пустотному пространству осадочных и магматических пород осуществляется, прежде всего, флюидопроводящими и рудоконтролирующими разломами, обуславливающими, в том числе, весьма многообразные метасоматические процессы.

Район Баян Обо является классическим примером гигантского скопления редкоземельных руд в результате процессов трансвапоризации [Lebedev, Pinsky, 2017], т.е. взаимодействия мантийных ультрабазитовых и базитовых расплавов с газонасыщенными растворами карбонатных пород. Этим мы объясняем исключительное богатство редкоземельных руд и их оригинальный химический и минеральный состав. В частности, при их интерпретации важно учитывать смешение неравновесных флюидов, как магматических и осадочных, так и метаморфогенных, поступающих из древнего фундамента.

Важное значение для богатейшего рудогенеза имеют протяженность и превосходные флюидоупорные свойства глинистой формации Билуте.

Раннеакитканский рифтогенез предопределил формирование осадочных бассейнов, в которых образованы обломочно-органогенные карбонатные толщи формации Халахуогете и протяженный глинистый флюидоупор формации Билуте, так что при внедрении ультрамафитовых расплавов был реализован уникальный рудогенез с образованием в пласте H_8 единственного в мире редкоземельного супергиганта Баян Обо (1,3 млрд лет) и его длительное сохранение.

Поражает многообразие рудных и околорудных минералов: силикатных темноцветных от авгита до флогопита, затем железорудных (магнетит, мартит, гематит) и редкоземельных.

4.2. Золоторудный район Сухой Лог

Самый богатый эпимантийный золоторудный район России Сухой Лог (Патомское нагорье в Восточной Сибири) — один из самых интересных (**рис. 65**).

При современной изученности этот район с шестью-семью черносланцевыми формациями преимущественно позднерифейско-синийско-вендско-раннепалеозойского возраста[1] становится одним из эталонных в проблеме генезиса черносланцевых руд золота **(рис. 66 и рис. 67).**

Сказанное особенно относится к проблеме поисков новых золотых гигантов, открытия которых вполне можно ожидать в районе Сухой Лог. Во всяком случае, сегодняшние его запасы (2,5 тыс. т) представляются заниженными.

Называется время рудогенеза — 320 млн лет (350—290 млн лет [Шевырев, Савко, 2012]), которое представляется реалистичным хотя бы по сходству

[1] *Примечание*: Всекитайский симпозиум по докембрию в 1975 году выделил молодую часть докембрийских отложений в синийскую систему, 850—660 млн лет [Хоментовский, 1996]. По общей стратиграфической шкале (ВСЕГЕИ, 2024) далее следует венд: 660—540 млн лет.

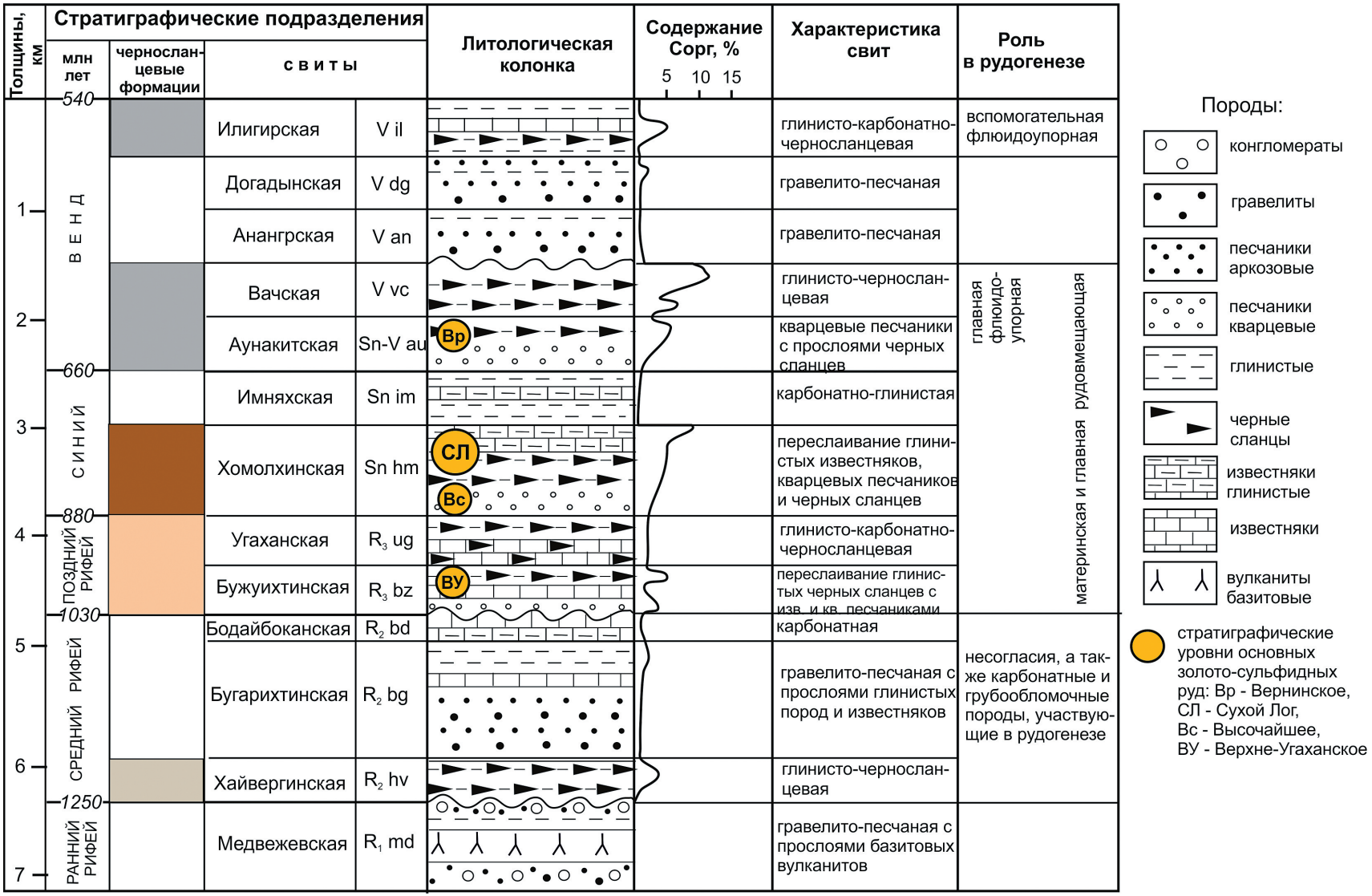


Рис. 65. Средне-верхнерифейско-синийско-вендские черносланцевые формации.
Они определяют сульфидизацию и, как следствие, золотой рудогенез.
Использованы данные: [Вуд, Попов, 2006; Кряжев, 2017; Немеров и др., 2010; Тарасов, Гурин, 2016].

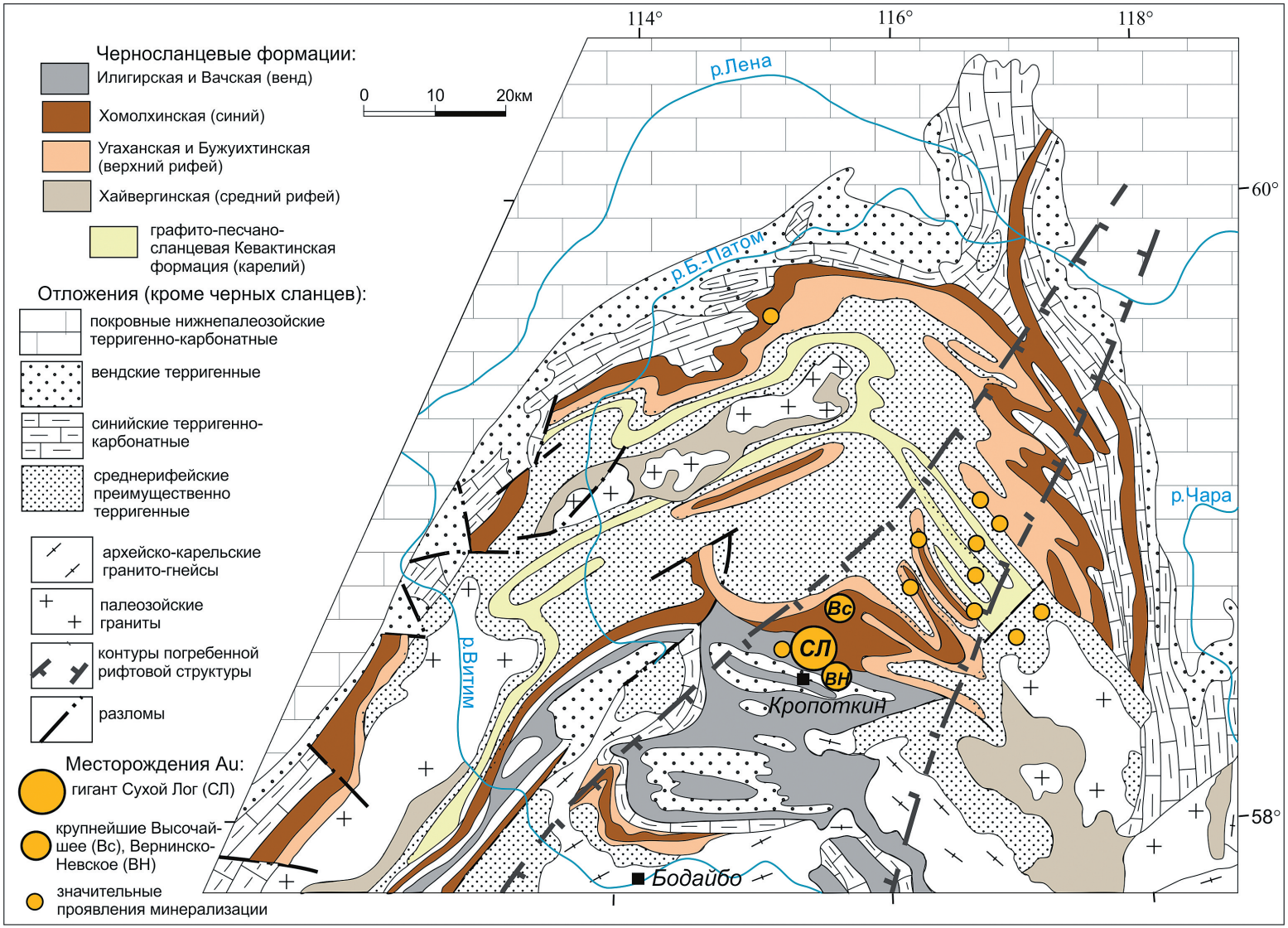


Рис. 66. Позднерифейско-синийско-вендские черносланцевые формации и распределение месторождений уникальных золото-сульфидных руд Бодайбинского района (Патомское нагорье, Восточная Сибирь).

Использованы данные: [Дистлер и др., 1996; Distler et al., 2004; Тарасов, Гурин, 2016].

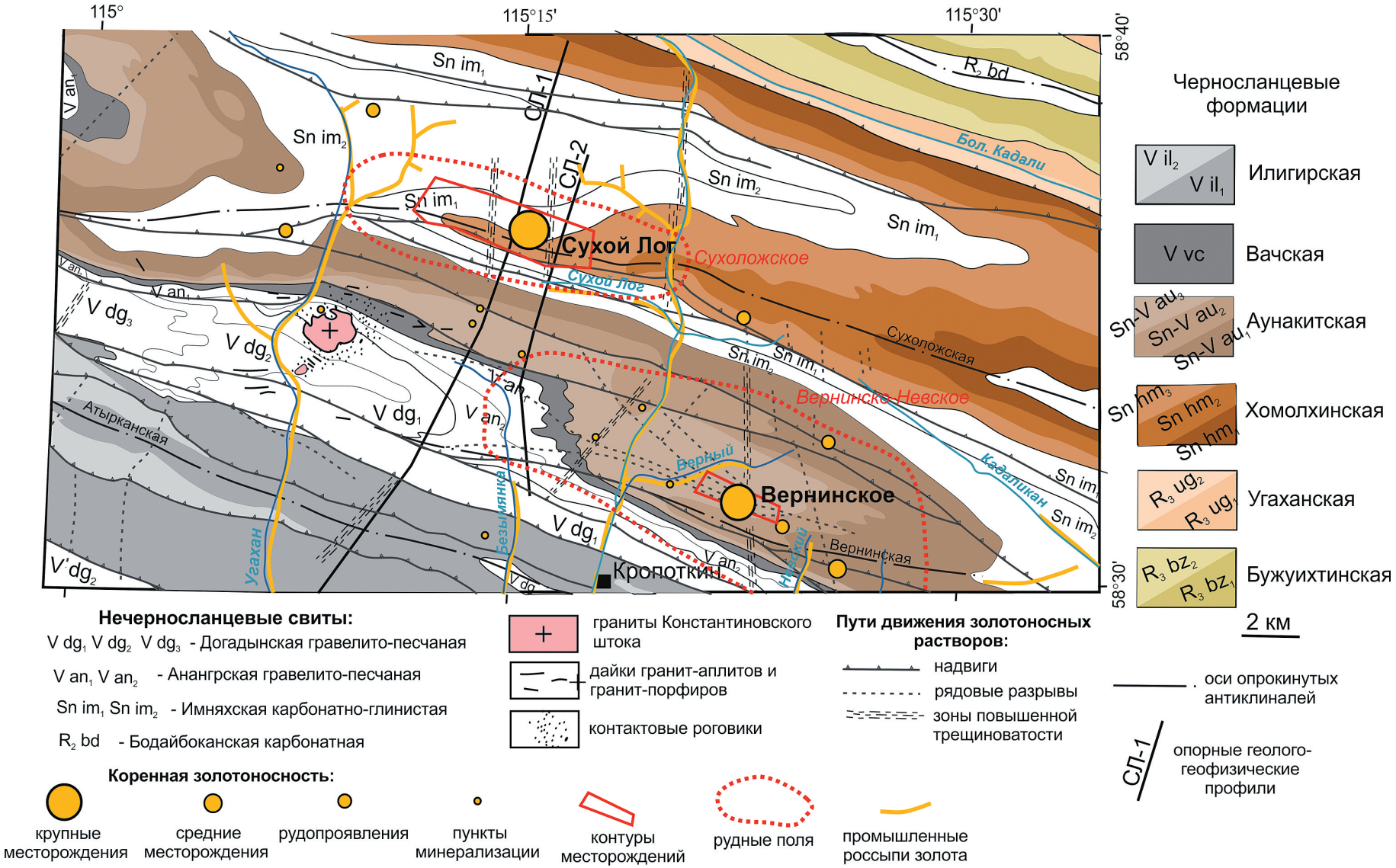


Рис. 67. Факторы, контролирующие золотое оруденение в Кропоткинском рудном узле.
Использованы данные: [Тарасов, Гурин, 2016].

с другим золотым месторождением — кызылкумским Мурунтау в Узбекистане (см. ниже раздел 4.3), для которого недавно доказан возраст около 300 млн лет [Соловьев и др., 2023; Kempe et al., 2016].

Район Сухой Лог, несмотря на длительное изучение и большие успехи в освоении, до сих пор вызывает споры по ключевым проблемам генезиса. Все же некоторые положения мы попытаемся сформулировать. Очевидна и всеми принимается решающая роль сульфидизации, предшествующей рудогенезу, и, более того, подготавливающей его. Когда же началось поступление золотоносных флюидов по субвертикальным разломам с больших глубин, золото сорбировалось сульфидами, прежде всего пиритом и пирротином, и сформировалось гигантское золотое месторождение. Кроме того, и Сухой Лог, и Мурунтау подвергались другим вторичным процессам, в частности, железо-магнезиальной карбонатизации, окварцеванию и частичному разрушению, что можно проследить по их истории (**рис. 68**).

Мы еще вернемся к обобщению золотого рудогенеза, а пока заметим, что перспективы района Сухой Лог нам видятся весьма значительными, особенно касательно открытия новых золотых гигантов. Ведь выработанные критерии золотоносности, особенно присутствие нескольких черносланцевых формаций, относятся к огромной территории, намного превосходящей Сухой Лог и смежные районы с уже доказанными или предполагаемыми перспективами золотоносности.

4.3. Золоторудный район Мурунтау

Богатейший золоторудный (начальные запасы 5,3 тыс. т Au) эпимантийный район Мурунтау в Узбекистане (**рис. 69**) в течение многих десятков лет интенсивно изучался, в основном российскими геологами [Золоторудное…, 1998; Кряжев, 2017; Савельев, 1972; Юдович, Кетрис, 1988].

В те времена доминировала точка зрения, что золотые руды Мурунтау образованы в раннем палеозое и генетически связаны с отложениями бесапана (O-S). Ситуация изменилась сравнительно недавно, а именно после работ Р. Морелли [Morelli et al., 2007], У. Кемпе [Kempe et al., 2016] и С. Г. Соловьева с соавторами [Соловьев и др., 2023], которые с помощью современной изотопии доказали раннепермский возраст руд (285 млн лет), хотя вмещающие породы действительно относятся к бесапанской формации ордовика-силура (**рис. 70** и **71**).

Как и в большинстве золотых месторождений, руды генетически связаны с зонами сульфидизации в углеродистых песчано-алевритовых породах ордовика. Особое внимание в литературе уделяется рассмотрению раннего гидротермального изменения черных сланцев как причины последующей сорбции золота на сульфидах [Кряжев, 2017; Юдович, Кетрис, 1994].

Вместе с тем, не менее важным стал вывод о том, что после рудообразования, в основном уже в мезозое, продуктивная толща подверглась интенсивным деформациям с перемещениями и массовым образованием аллохтонов. Кроме

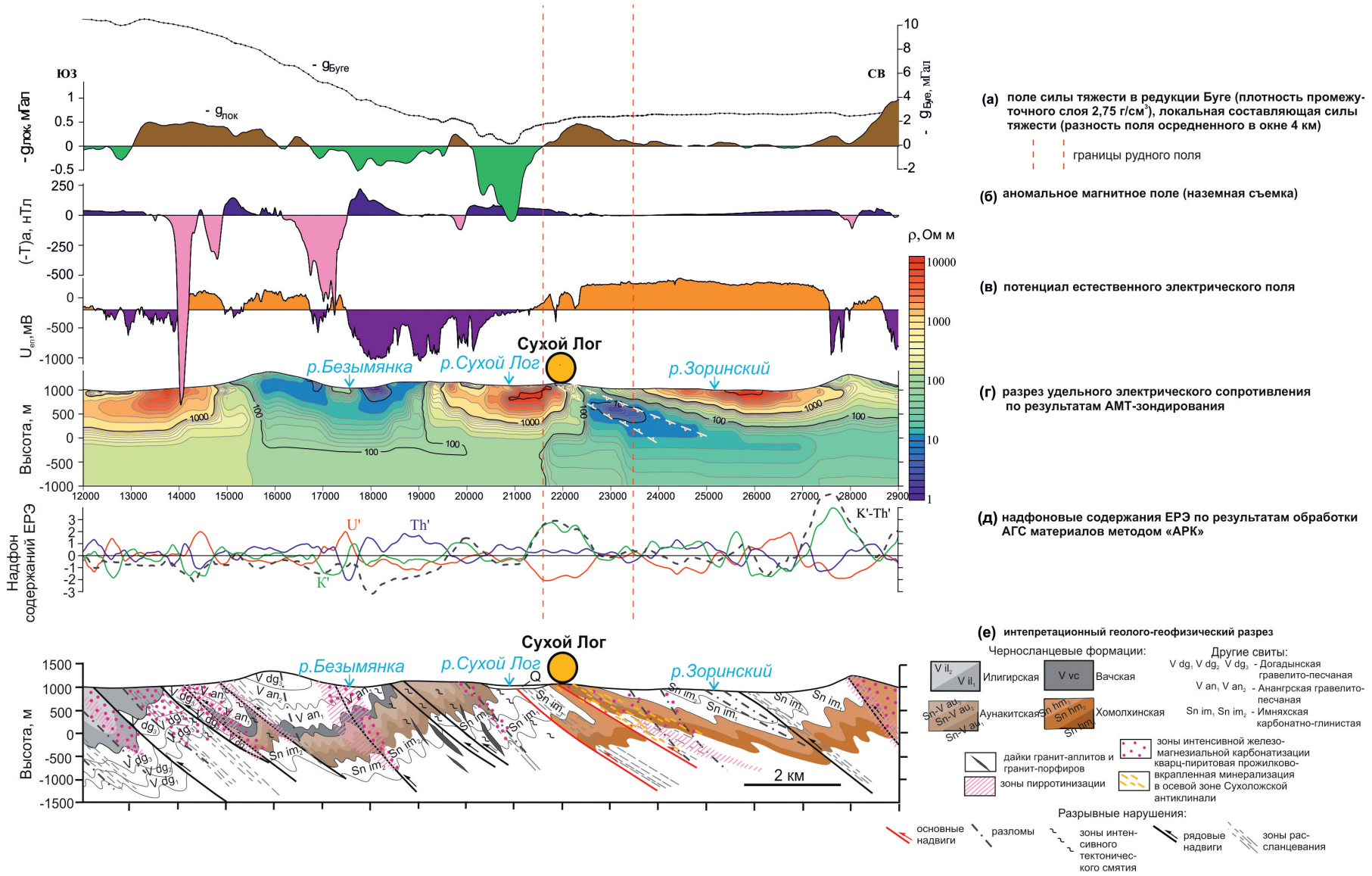


Рис. 68. Результаты геофизических наблюдений по опорному профилю СЛ-1 в районе Сухой Лог.
Использованы данные: [Тарасов, Гурин, 2016].

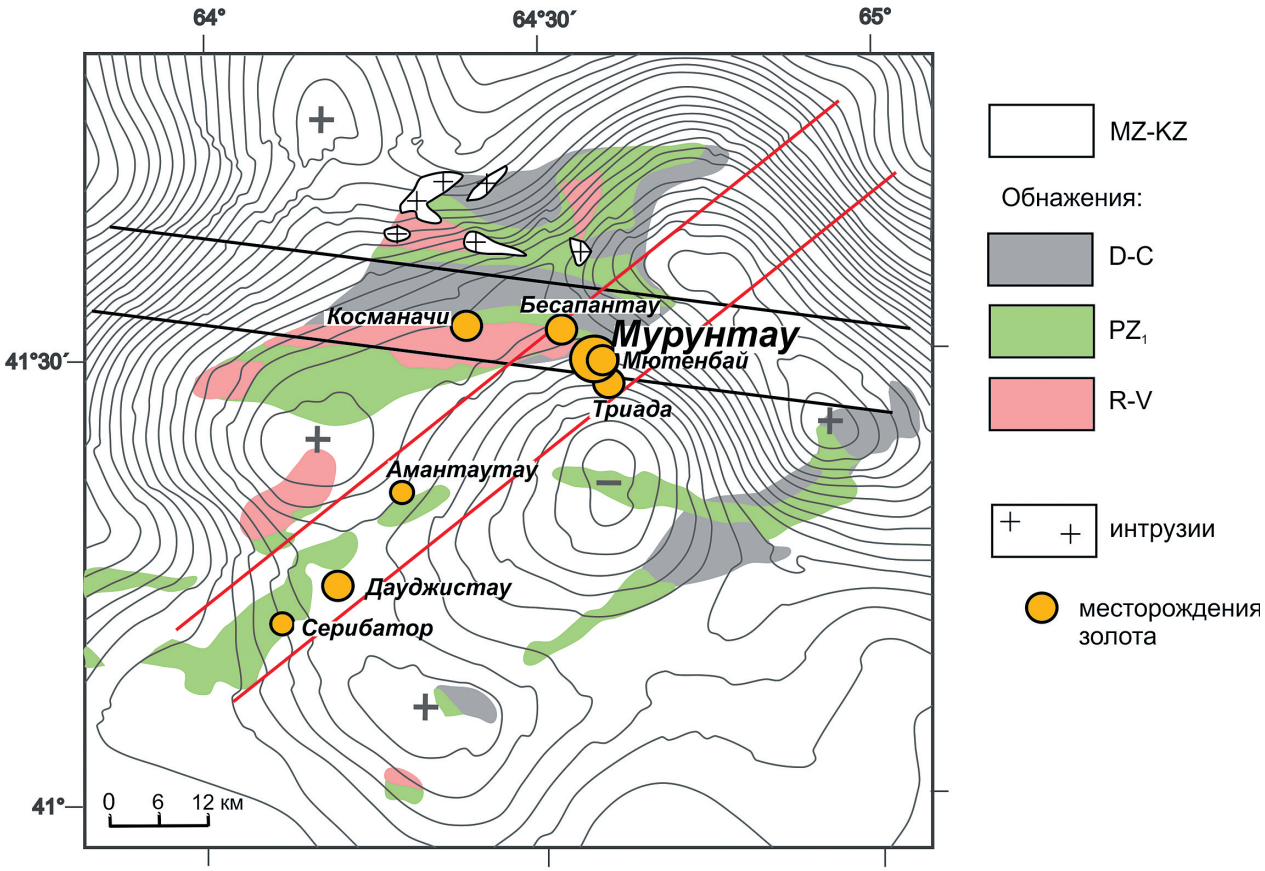


Рис. 69. Золото Центральных Кызылкумов на фоне изолиний гравитационного поля (символами показаны максимумы положительных и отрицательных аномалий).

Показана также идеализированная система глубинных вертикальных северо-восточных разломов и очень пологих субширотных разломов. Использованы данные: [Золоторудное…, 1998; Kempe et al., 2016].

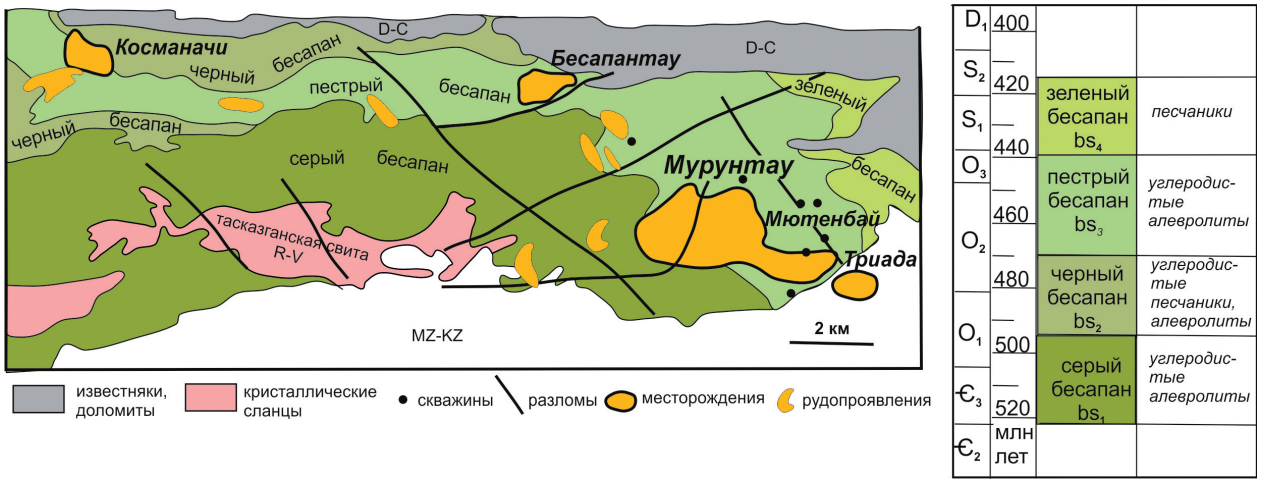


Рис. 70. Приуроченность золотых месторождений района Мурунтау к отложениям «пестрого бесапана».

Использованы данные: [Drew et al., 1996; Kempe et al., 2016].

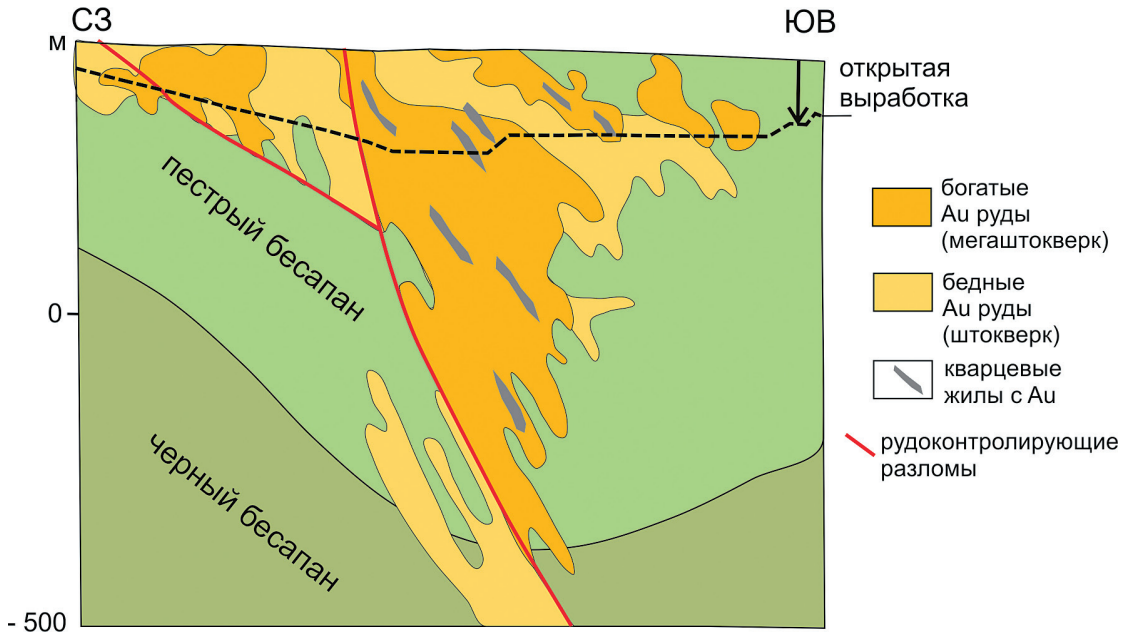


Рис. 71. Золоторудный штокверк Мурунтау.
Использованы данные: [Kempe et al., 2016].

того, окварцевание, считавшееся синрудным, в Мурунтау оказалось преимущественно пострудным, а потому не улучшило, а скорее ухудшило резервуарные свойства рудовмещающих пород и усложнило извлечение золота.

Вероятно, снизилась и величина запасов золота. Тем не менее, добыча продолжается, и резервы более 2,5 тыс. т золота еще ожидают своего часа.

4.4. Редкоземельный район Томтор

Трансвапоритовый редкоземельный район Томтор находится на северо-западе Республики Саха (Якутия) Российской Федерации, в пределах Оленекского улуса, в 400 км к югу от побережья моря Лаптевых, на водоразделе рек Уджа и Чимара. Его практическая значимость определяется набором, колоссальными запасами и уникальными концентрациями редких земель (20 млн т), ниобия (5 млн т) и тория (120 тыс. т).

Томторский район занимает площадь 300 км^2 и характеризуется хорошо развитой зоной гипергенеза. В строении массива Томтор принимают участие три главные серии пород: ультрамафитовые щелочные (ийолиты), нефелиновые и щелочные сиениты и карбонатиты. Существенную роль играют также многочисленные дайки и трубки взрыва щелочных пикритов, альнеитов, авгититов и других магматических пород. Породы ийолитовой и сиенитовой серий слагают краевые части массива (около 200 км^2), а карбонатиты образуют его центральное ядро площадью около 12 км^2. Ийолиты уступают сиенитам по распространенности и слагают серповидное в плане тело шириной до 1 км, которое отделяет сиенитовую краевую зону от карбонатитового ядра **(рис. 72)**.

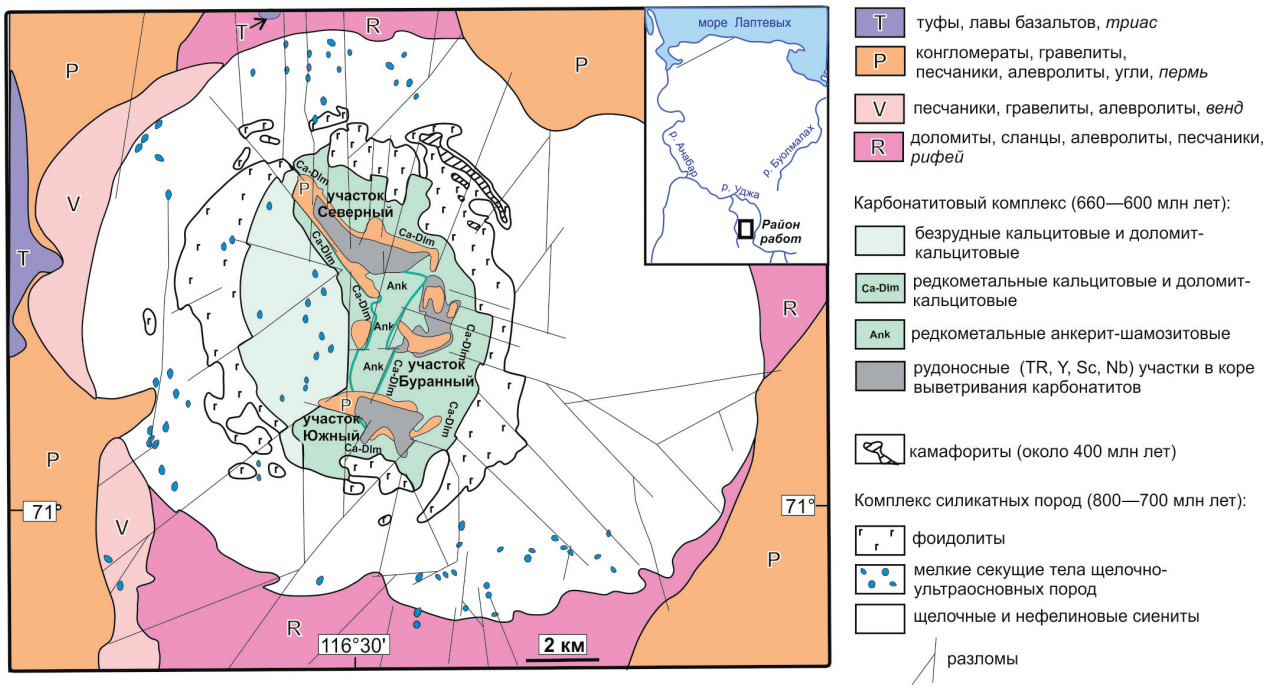


Рис. 72. Схематическая геологическая карта Томторского района.
Использованы данные: [Лапин, 1995; Лапин и др., 2019; Толстов и др., 2020].

Формирование главных фаз массива датируется синием и вендом и укладывается в интервал 880—600 млн лет. Интрузии ийолит-мельтейгитов, щелочных и нефелиновых сиенитов приходятся на интервал 800—700 млн лет, в то время как карбонатитов — 660—600 млн лет. Дайки и трубки взрыва пикритов-альнеитов заметно оторваны по времени от главных интрузивных фаз, их возраст 700—500 млн лет. Замечательной чертой района Томтор является смешение флюидов из пород различного возраста и происхождения (магматических, осадочных и гидротермальных) [Добрецов и др. 2020]. На наш взгляд, именно такое смешение флюидов в конечном счете и определило богатство руд.

Наиболее богатые руды находятся в центральной части комплекса в анкеритовых и анкерит-шамозитовых карбонатитах, по которым развиты эпигенетически изменённые и частично переотложенные латеритные коры выветривания с четырьмя зонами (сверху вниз) каолинит-крандаллитовой, сидеритовой, гётитовой и франколитовой (**рис. 73**).

При этом отмечается смена окислительного этапа поверхностного выветривания эпигенетическим восстановительным процессом. Этой сменой достигается высокий уровень концентрации широкого спектра редких металлов. На окислительном этапе ведущую роль играет повышенная миграционная способность главных породообразующих компонентов карбонатитов (CaO, MgO, CO_2), которые выносятся из профиля выветривания, создавая пустотное пространство для эффективного концентрирования преобладающей части редких элементов (Ce, La, Y, Sc, Nb, V, Zr и др.), а также железа и марганца, которые накапливаются в остаточных продуктах. На восстановительном этапе

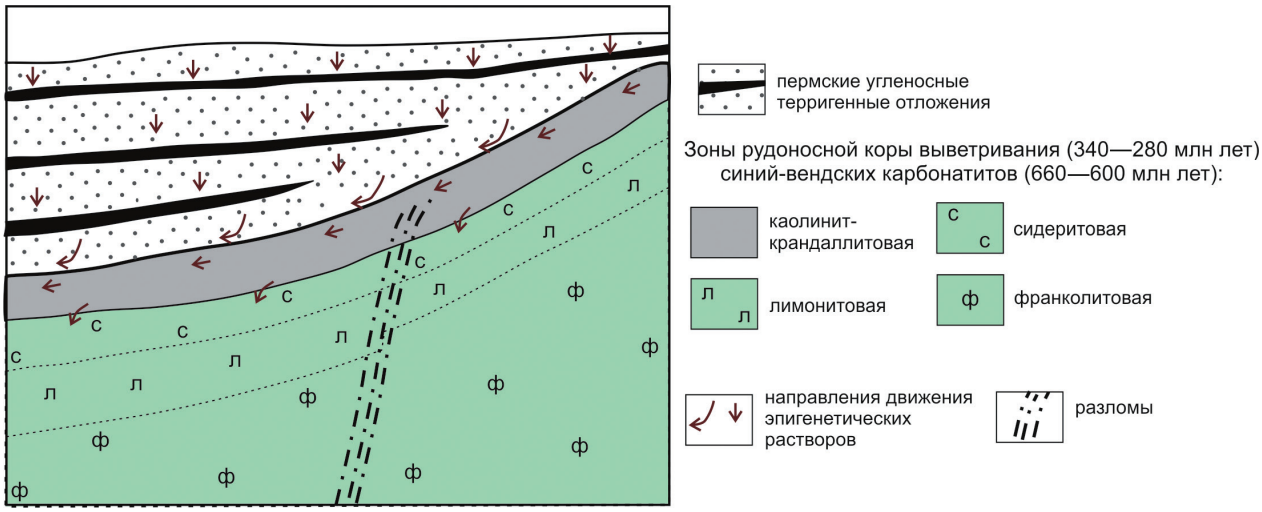


Рис. 73. Вертикальная эпигенетическая зональность рудоносной коры выветривания карбонатитов редкоземельного месторождения Томтор.

Использованы данные: [Лапин и др., 2019].

главный рудоконцентрирующий механизм остается принципиально сходным: становятся подвижными железо и марганец, вынос которых из зоны осветления сопровождается значительным повторным концентрированием в продуктах эпигенеза редких элементов.

Переотложенные в неглубоких впадинах продукты денудации этих кор выветривания представляют собой, говоря словами первооткрывателя месторождения Томтор А. В. Толстова [Толстов и др. 2020, с. 32]: «*уникально богатые руды по набору и содержанию полезных компонентов, не имеющих аналогов в мировой практике*». Сейчас установлено три таких обособленных участка: Буранный, Северный и Южный со средними содержаниями (%): Nb_2O_5 — 7,21, Y_2O_3 — 0,578, Sc_2O_3 — 0,045, TR_2O_3 — 10,6, P_2O_5 — 30 %, местами с повышенными концентрациями Fe и Al. На участке Буранный кондиционные руды по бортовому содержанию Nb_2O_5 1 % составляют грандиозную цифру — 42,7 млн т [Толстов, Тян, 1999]. Для сравнения: месторождение Араха (Бразилия), дававшее в течение почти ста лет более 80 % мировой добычи ниобия, экспортируемого во все страны мира, включая Россию, содержит руды с концентрациями 6—8 % Nb_2O_5, а в крупнейшем редкоземельном месторождении Баян Обо (Китай) содержатся руды с концентрациями TR_2O_3 больше 10 %.

Из руд Томторского месторождения была составлена сборная проба, и, как мы подсчитали по опубликованным данным химических анализов, полиметаллическая руда почти полностью является кондиционной, что встречается крайне редко и, как правило, для руд трансвапоритового генезиса. Уникальность руд по составу и условиям образования делает освоение этих руд исключительно интересным.

Однако, на наш взгляд, следует разделить металлы по их относительной ценности. Особую важность представляют редкоземельные металлы, причем

как тяжелые, так и легкие. Более сложно обстоит дело с ниобием. Дело в том, что в самом богатом ниобиеворудном районе мира Араха руды образуются в условиях современного тропического климата, поэтому легко добываются и обогащаются. Однако формирование руд Томтора в былом тропическом климате, судя по минеральному составу, весьма сомнительно.

4.5. Полиметальный район Норильск

Первооткрывателем месторождений Норильск I и Норильск II в двадцатых годах прошлого столетия был **Николай Урванцев** [Юдович, Кетрис, 2016].

Норильский район исключительно хорошо изучен, причем не только российскими, но и зарубежными исследователями [Генкин и др., 1981; Додин, 2002; Czamanske et al., 1992, 1995; Distler et al., 2006; Li et al., 2003; Lightfoot et al., 1994; Naldrett, 2004].

Этот рудоносный район уникален: 1) гигантских запасов достигают пять металлов: никель (40 млн т), палладий и платина (в сумме 30 тыс. т), кобальт (около 2 млн т) и медь (85 млн т); 2) в объеме трех небольших расслоенных интрузий (Талнах, Хараелах и Норильск I) доля руд в интрузии достигает беспрецедентной величины — 15 % [Лихачев, 2006; Спиридонов, 2010]. В остальных 40 интрузиях руд либо нет, либо они многократно уступают главным интрузиям; 3) это, видимо, единственный рудный район в мире, где удалось доказать, что из 11 нижнетриасовых свит (траппов) материнскими для руд были только базальты из узкого стратиграфического интервала — надеждинской свиты [Li et al., 2003; Naldrett, 2004] (**рис. 74** и **75).**

Свиты	Возраст	Толщина, м	Функции
Самоедская	T_1 sm	> 600	
Кумгинская	T_1 km	160—210	Не участвуют в рудогенезе
Хараелахская	T_1 hr	380—620	
Мокулаевская	T_1 mk	400—690	
Моронговская	T_1 mr	240—700	
Надеждинская	T_1 nd	150—530	Материнский расплав, отдавший металлы
Туклонская	T_1 tk	< 220	
Хаканчанская	T_1 hk	< 260	Региональный флюидоупор
Гудчихинская	T_1 gd	< 250	
Сыверминская	T_1 sv	< 195	
Ивакинская	P_2 iv	80—140	

Рис. 74. Свиты верхнепермско-нижнетриасовой трапповой толщи Норильского района и их роль в рудогенезе.

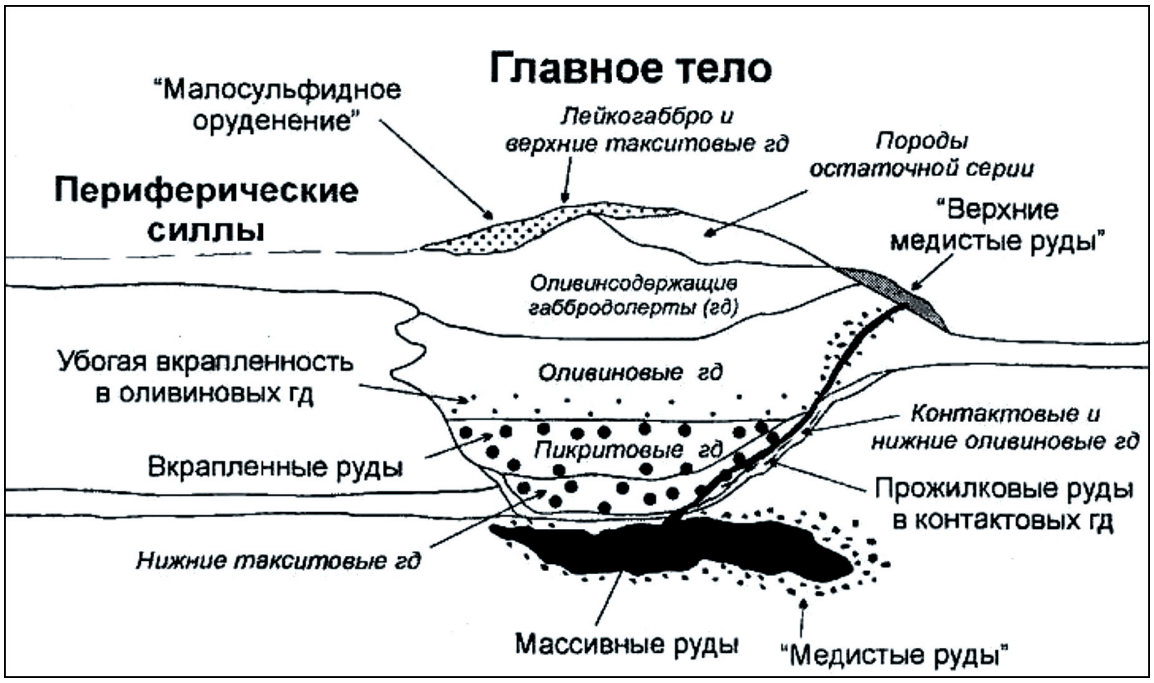


Рис. 75. Схематический обобщенный разрез рудоносной интрузии норильского типа, показывающий ее внутреннюю структуру, состав пород и особенности руд.

гд — габбродолериты.

Использованы данные: [Naldrett, 2004].

Главная причина образования уникальных сульфидных руд — очень высокая скорость накопления лав — за 0,5 млн лет их толщина превысила 1 км, в результате чего возник протяженный региональный флюидоупор. Расплавы, проходя через осадочную толщу палеозоя, вызывали интенсивный контактовый метаморфизм и мощнейшее газообразование: в бурых углях тунгусской свиты (C_2—P_2) — H_2O, H_2S, CH_4, CO_2, а в карбонатно-эвапоритовых породах (D_3—C_1) — H_2O, CO_2, SO_3. (**рис. 76**).

В рудогенезе участвовал в 200 раз больший объем расплава, чем объем трех норильских интрузий [Naldrett, 2004]. Нарастание толщины нижнетриасовых лав обеспечило, по нашим данным, подъем коэффициента аномальности (Ка) до 1,4—1,8, что и вызвало трансвапоризацию (см. *Введение*, стр. 12).

Необходимая толщина флюидоупора была достигнута ко времени излияния вулканитов надеждинской свиты, и именно в ее расплавы с металлами внедрились газонасыщенные рассолы с серой из осадочных пород. Примерно за 100—200 тыс. лет (время накопления надеждинской свиты) за счет смешения газонасыщенных растворов с лавами надеждинской свиты, из лав были полностью извлечены никель, медь, кобальт и большая часть платиноидов.

Продолжающийся подъем пластового давления имел следствием эксплозию (типа фугасного взрыва) и раскол вулканогенного флюидоупора по разломным трещинам. Как итог, давление «геологически мгновенно» упало до гидростатического, и рудогенез прекратился, кроме переотложения уже об-

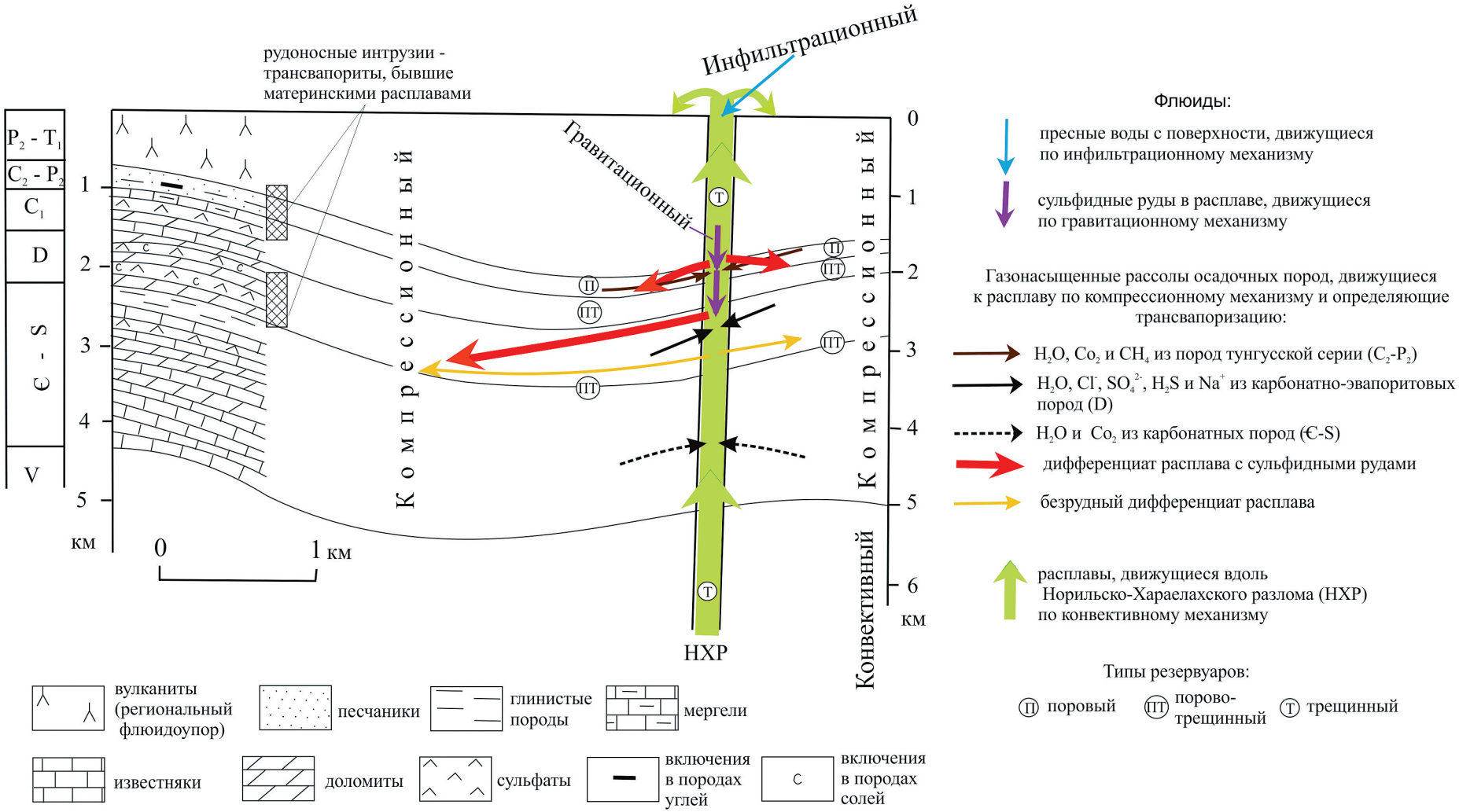
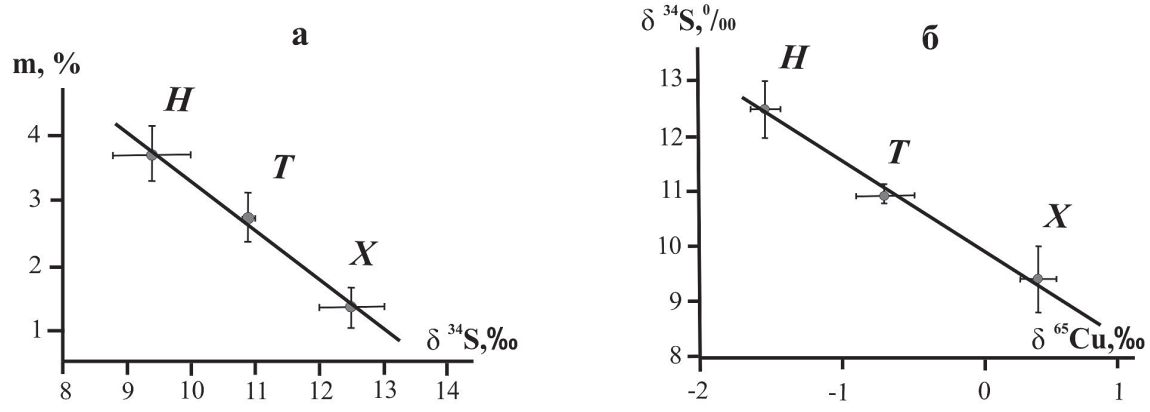


Рис. 76. Схематический палеопрофиль, демонстрирующий направление движения различных флюидов при формировании сульфидных руд (Cu, Ni, Co, Pl, Pd) Норильского района (на примере Талнахского и Хараелахского месторождений).

разованных руд. Вместе с тем, продолжалось действие *гравитационного механизма* и осаждение малосульфидных платино-палладиевых руд [Дистлер, 1994], а также *инфильтрационного механизма* с поступлением в расплав вод с поверхности. Для рудогенеза важна приуроченность к широкой зоне вблизи контакта карбонатно-эвапоритовой толщи (D_3—C_1) и угленосной толщи (C_2—P_2). Первая обеспечивает достаточные массы щелочей и хлора, вторая — заведомо избыточные объемы газов и обе вместе — тоже избыточные массы серы для максимального извлечения металлов из расплава. Важно еще подчеркнуть, что по изотопным данным [Петров и др., 2011], никель и основная часть платины являются мантийными, а сера, медь, кобальт и большая часть палладия — коровыми (**рис. 77**).



Приведены средние значения ± 1σ
m - доля (%) гелия мантии с $^3He/^4He = 1.2\times10^{-5}$
$\delta^{34}S$ - смещение ($^0/_{00}$) $^{34}S/^{32}S$ образца относительно стандарта CDT
$\delta^{65}Cu$ - смещение ($^0/_{00}$) $^{64}Cu/^{63}Cu$ относительно стандарта NIST-976

Рис. 77. Изотопные отношения в главных рудоносных интрузиях Норильского района.

Н — Норильск I, Т — Талнах, Х — Хараелах.

Использованы данные: [Петров и др., 2011, с упрощением].

Схема строения глубинного разреза Восточной Сибири приведена на примере сейсмического профиля в районе озер Пясино и Кета (**рис. 78**).

Как и всегда, для месторождений с трансвапоритовым генезисом, важная роль принадлежит необычным горным породам: «псевдобрекчиям», «псевдоскарноидам», «псевдотахилитам», «гибридным метасоматическим образованиям». В частности, не существует интрузий, которые содержали бы летучих компонентов больше, чем норильские.

Много оригинальных черт у руд, структуры которых, с одной стороны, колеблются от массивных до густо- и тонко-вкрапленных, а, с другой стороны, из-за обилия в интрузиях руды часто обособляются в нижележащих карбонатно-терригенных породах в виде тел, близких к стратиформным (**рис. 79,** а также см. **рис. 75**). Специфические свойства имеют и малосульфидные руды,

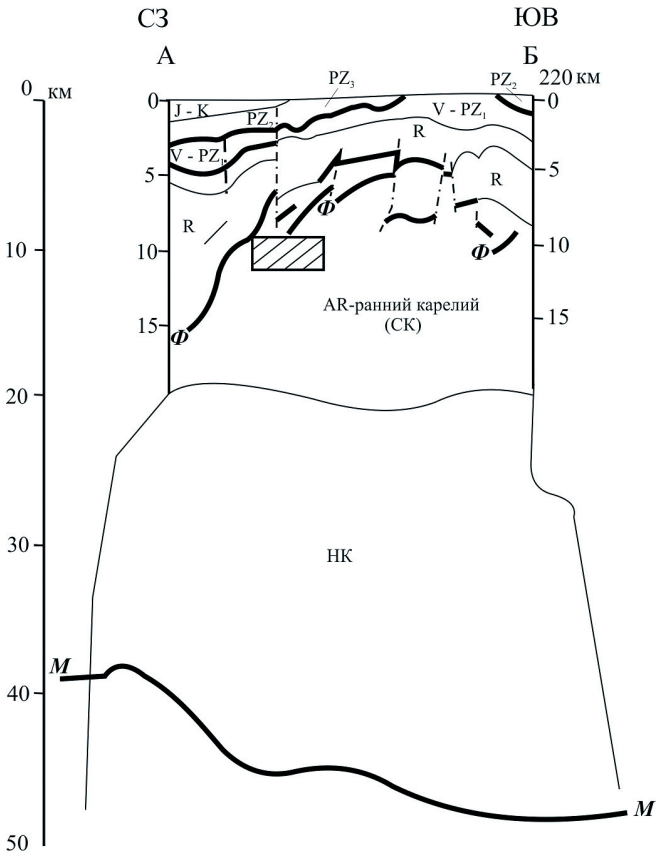


Рис. 78. Глубинный сейсмический разрез «оз. Пясино–оз.Кета».

Консолидированная кора: М — подошва, Ф — кровля, НК — нижняя кора, СК — средняя кора. Выше — осадочный чехол.

На этот профиль нами нанесено предполагаемое положение нижнекарельских меденосных отложений (заштрихованный прямоугольник), участвующих в реакции с базальтовым расплавом из мантии и определяющих среднее отношение Cu/Ni в норильских рудах.

Использованы данные: [Distler et al., 2006; с изменениями].

которые характеризуются особенно большим содержанием щелочей и хлора, а также уникальными запасами палладия (Хараелахская интрузия) — 75 % мировой добычи металла приходится на эту маленькую интрузию.

Важные сведения о палладии приводятся в работах Я. Э. Юдовича [Юдович, 2017, 2019]. Дело в том, что реально существует **ХЯС** — холодный ядерный синтез, когда из дейтерия получается тритий, вылетают нейтроны и выделяется энергия[2]. Палладий может сорбировать дейтерий в огромных количествах — больше собственного веса, поэтому он считается Я. Э. Юдовичем важнейшим *стратегическим металлом* (каким в свое время был уран).

Именно на примере Норильского и еще пяти великих рудоносных районов (Эль Тениенте–Лос Бронсес, Альмаден, Ермаковский, Пебл Копер, Олимпик Дам) была сформулирована трансвапоритовая модель рудогенеза (**рис. 80**) и две остальных модели: эпимантийная и эпиосадочная [Lebedev, Pinsky, 2017].

Схема формирования рудоносных интрузий Норильского района (см. **рис. 76**) объясняется тем, что кроме главного *компрессионного* массопереноса привлекаются и три остальных: *конвективный, гравитационный и инфильтрационный*, которые следуют друг за другом.

---

[2] Всё что касается палладия — было изложено мною с опорой на труды известного новосибирского геохимика **Виталия Алексеевича Киркинского,** доказавшего полную реальность «теоретически-невозможного» **ХЯС** в своих экспериментах, подкрепленных патентами. Однако российская академическая мафия блокирует исследования **ХЯС** в нашей стране. **ХЯС** объявлен *лже-наукой*, что очень напоминает советскую травлю кибернетики как «продажной девки империализма». Именно вследствие такого мракобесия наша страна безнадежно отстала от Запада как в компьютерной технике, так и в современной **IA**. — *Примечание Издателя.*

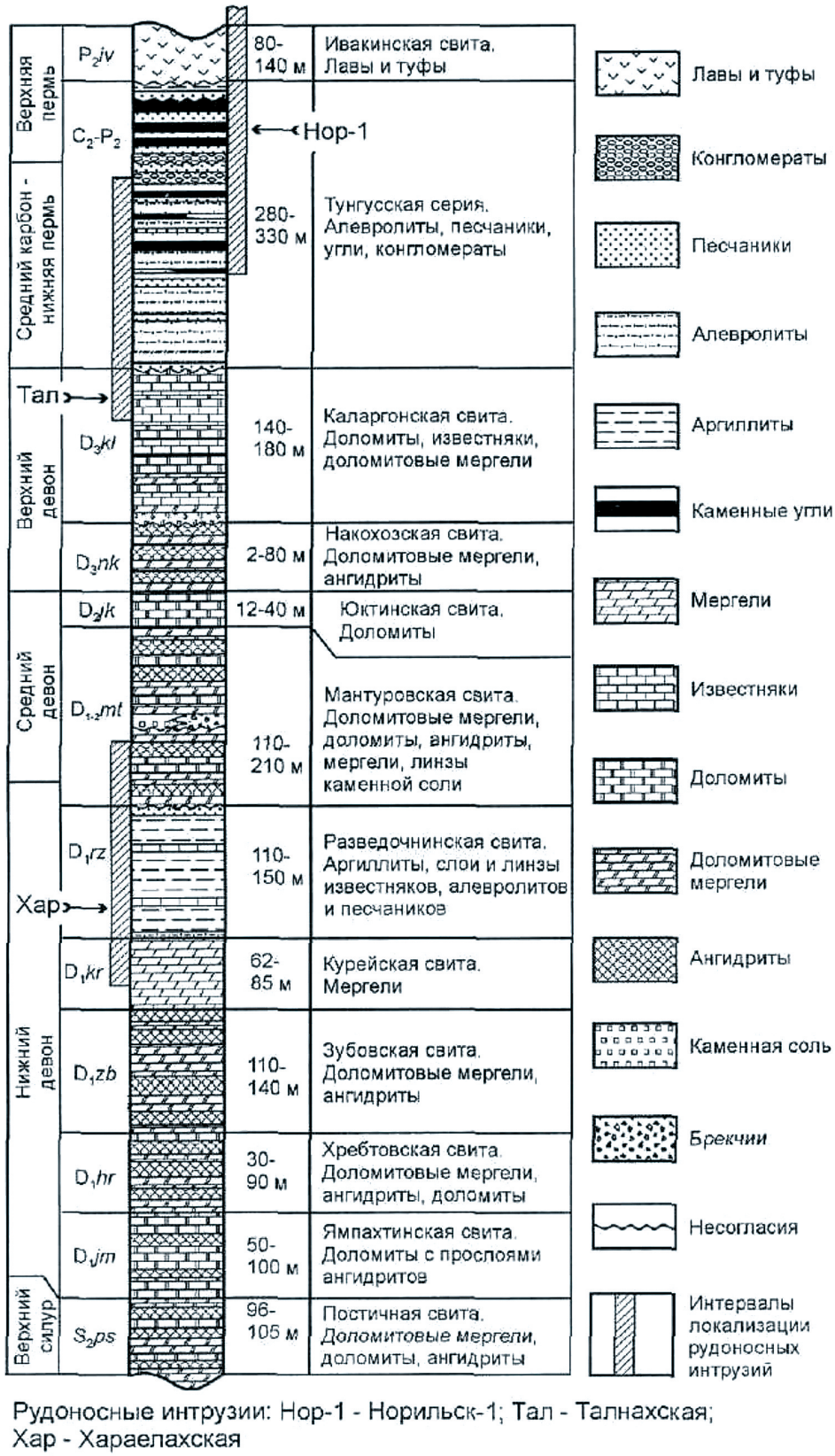


Рис. 79. Литолого-стратиграфическая колонка верхней и средней части разреза палеозоя Норильского района.

Использованы данные: [Czamaske et al., 1995].

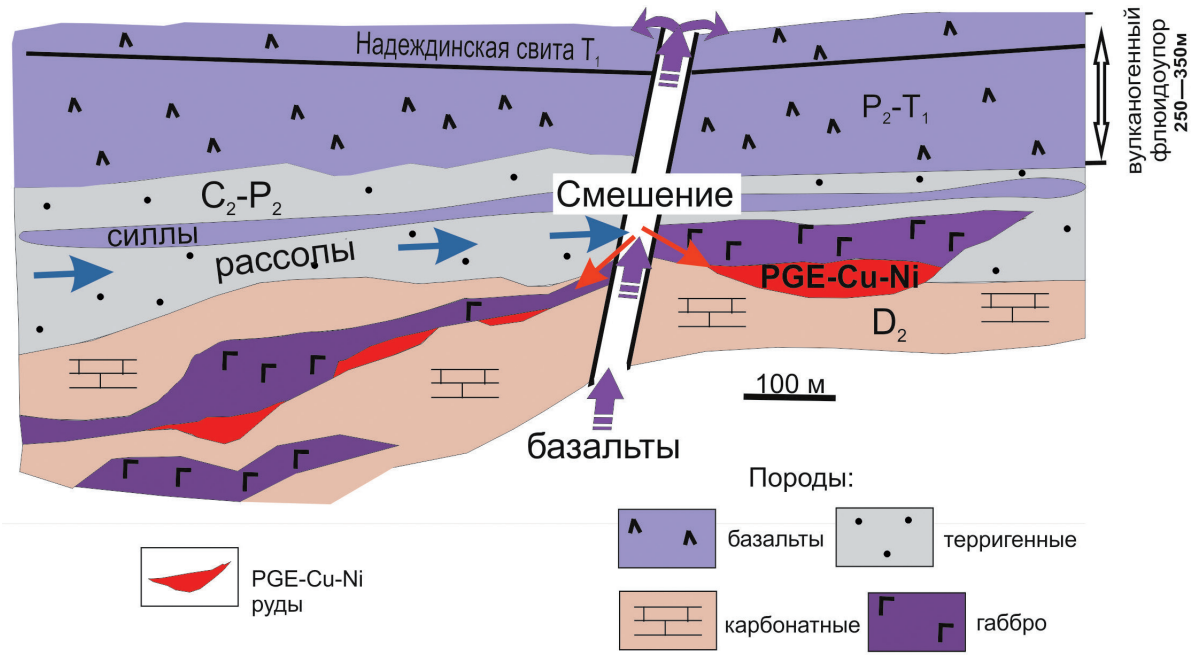


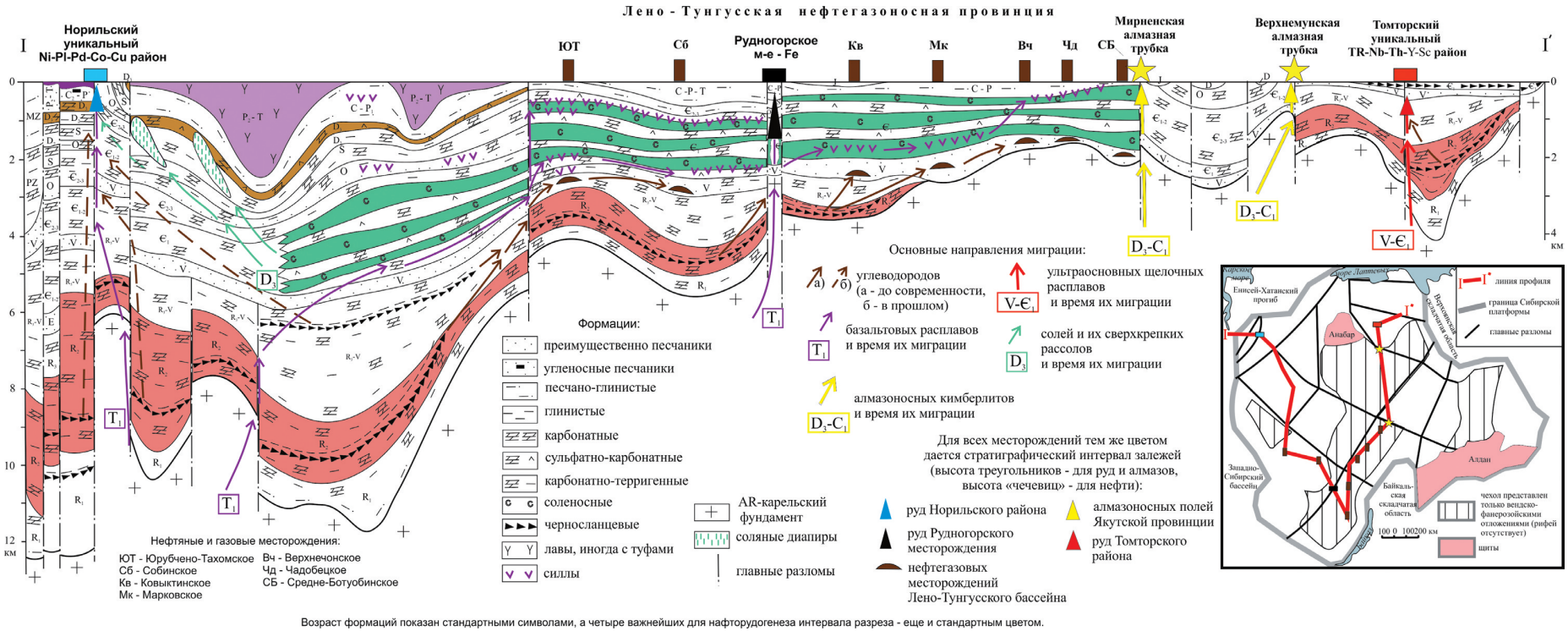
Рис. 80. Трансвапоритовая модель рудогенеза применительно к Талнахскому PGE-Cu-Ni месторождению (Норильский район).

Характерно, что в Норильско-Хатангском регионе установлены самые большие глубины залегания подошвы осадочного чехла — до 16 км [Губина, Берилко, 2012; Лишневский и др., 2006].

Первые нефтегазоносные бассейны возникали здесь уже с начала рифея, а максимум нефтегазонакопления был достигнут в раннем девоне [Гольдберг и др., 1981], когда Восточно-Сибирская провинция была самой богатой в мире. Это богатство объясняется, главным образом, не имеющей аналогов площадью распространения нижнекембрийского соляного флюидоупора — 1,5 млн км^2 [Геология..., 1980]. В дальнейшем нефтегазоносность падала, хотя и сегодня под солью заключены значительные ресурсы (**рис. 81**).

В Норильско-Хатангском регионе нижнекембрийских солей нет, но отрывавшиеся от этих солей диапиры проникали сюда из Лено-Тунгусской провинции, формируя верхнедевонский соленосный региональный флюидоупор [Матухин, 1991]. Нефтегазоносность оставалась еще довольно высокой вплоть до внедрения грандиозных по объему раннетриасовых траппов. Активизация привела к нарушению сплошности флюидоупоров и заполнению рассолами многих резервуаров вплоть до угленосной тунгусской свиты (C_2—P). Контактовый метаморфизм определил интенсивное газообразование (CO_2, H_2S, CH_4 и др.) [Годлевский и др., 1962; Додин, Батуев 1971; Туровцев, 2002].

Оригинальной чертой района является беспрецедентно громадная величина запасов никеля — больше 40 млн т, что является естественным следствием самой яркой трансвапоризации.



Возраст формаций показан стандартными символами, а четыре важнейших для нафторудогенеза интервала разреза - еще и стандартным цветом.

Рис. 81. Региональный геологический профиль, демонстрирующий формирование и размещение месторождений углеводородов, руд и алмазов на Сибирской платформе.

Использованы данные: [Губина, Берилко, 2012; Мазукабзов и др., 2006; Матухин, 1991; Старосельцев, Дивина, 2012; Хоментовский, 2007].

4.6. Бериллиевый район Ермаковский

Ермаковский бериллиевый район (Западное Забайкалье) имеет яркие черты трансвапоритов, но при этом заключен в относительно древней (карельской), преимущественно карбонатной зун-мурунской свите на контакте с интрузиями аномального состава (**рис. 82**).

По нашим реконструкциям [Аплонов, Лебедев, 2010], максимум нефтегазонакопления в Западном Забайкалье приходится на конец карелия, после чего осадочные бассейны подвергаются многократным активизациям, особенно в фанерозое, и метаморфизму амфиболитовой фации [Коваленко и др., 2006; Лыхин и др., 2010].

В районе и вокруг него выделяют пять главных этапов магматизма [Куприянова и др., 2009]: дорудные дайки гранитоидов (330 млн лет), массивы габброидов (320 млн лет), метаморфизм региональный и контактовый

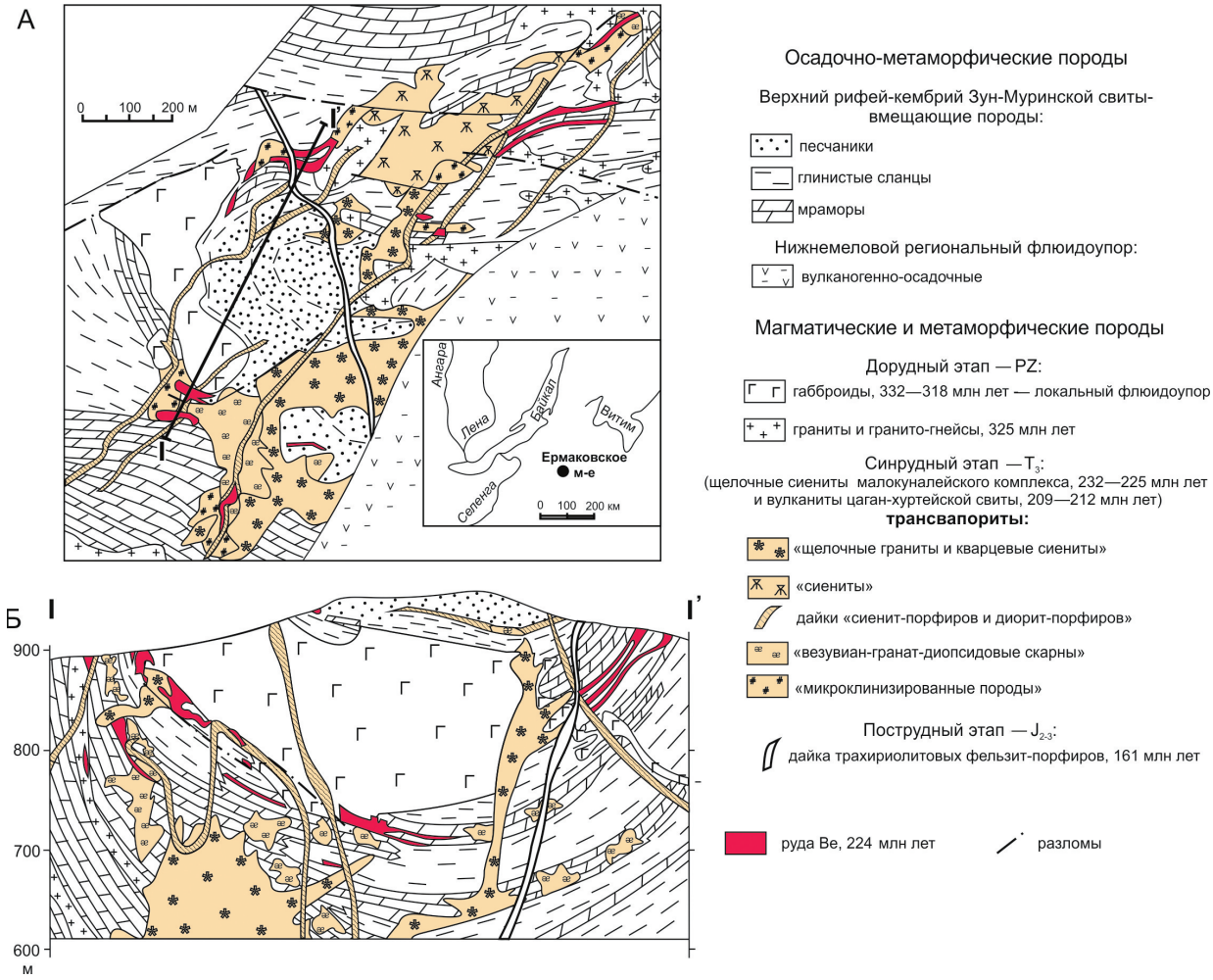


Рис. 82. Геологическая карта (А) и поперечный разрез (Б) Ермаковской гигантской залежи бериллиевых руд.

Показана поверхность до начала отработки карьера.

Использованы данные: [Гальченко и др., 2009; Куприянова, 2016; Куприянова и др., 2009; Лыхин, 2011 с небольшими изменениями].

(270 млн лет), дорудные и синрудные штоки и дайки переменного состава (227—224 млн лет) и пострудные интрузии до конца юры и позднее [Лыхин и др., 2010]. Максимум рудогенеза приходится на 224 млн лет и является кратковременным (около 20 тыс. лет). Начальные запасы бериллия составляют 17 тыс. т [Куприянова и др., 2009].

Уже в начале изучения А. И. Гинзбург доказал, что шток «сиенита» имеет метасоматическую природу, а не магматическую [Гинзбург и др., 1977], поэтому он поставлен в кавычках. Те же кавычки следует ставить и к другим породам аномального состава: «мелкозернистым эгириновым гранитам», «флогопитовым слюдитам с флюорит-мелинофан-лейкофан-эвдидимитовым цементом», «везувиановым скарнам», «флюоритовым сиенитам» и «карбонатитоподобным» породам, а также к «сиенит-порфирам» и «диорит-порфирам». Характерны также брекчии с обломками «эгириновых гранитов», скарнов и слюдитов [Куприянова, Шпанов, 2011].

Появляются сведения о крепких рассолах в газово-жидких включениях [Рейф и др., 2005]. Очевидно, что единственные в мире богатейшие бертрандит-фенакитовые руды Ермаковского месторождения тоже обусловлены смешением флюидов осадочных пород с мантийными расплавами. По-видимому, флюорит, апатит, циркон и бадделиит имеют ту же природу.

Ряд авторов [Лыхин и др, 2001, 2010] связывают Ермаковское и другие бериллиевые месторождения с рифтовой зоной (возрастом 230—215 млн лет) протяженностью больше 1000 км, где толщина вулканитов цаган-хуртейской свиты триаса превышает 2 км. Мы считаем, что именно так сформировался региональный флюидоупор, определявший аномально-высокие давления в осадочных толщах, трансвапоризацию и рудогенез.

В настоящее время, после многих поднятий, триасовые вулканиты и меловые осадочные породы на месторождении в основном размыты, а сохранились лишь во впадине к востоку от него. В то же время вулканогенный триас широко распространен севернее, где имеет значительные толщины.

4.7. Урановорудный район Элькон

Эльконский трансвапоритовый урановорудный район на Центральном Алдане стал сегодня в один ряд с самыми богатыми районами мира. Его разведанные запасы составляют 340 тыс. т U (ресурсы оценивают до 600 тыс. т, а также 140 т Au в браннеритовых рудах). Учитывая огромные перспективы, район приковывает всеобщее внимание, хотя трудностей в его освоении много, например, необычный состав руд (трудно поддающийся обогащению браннерит — титанат урана $UTiO_4$). Все же достоинства района доминируют: четыре богатейших рудоносных зоны (Северная, Южная, Сохсолоохская, Федоровская), рядом известный золотоносный район, но главное — наличие гигантских неразведанных территорий (**рис. 83**).

Процесс оруденения преимущественно в карельских метаморфических толщах контролировался мезозойской активизацией, возраст руд составляет

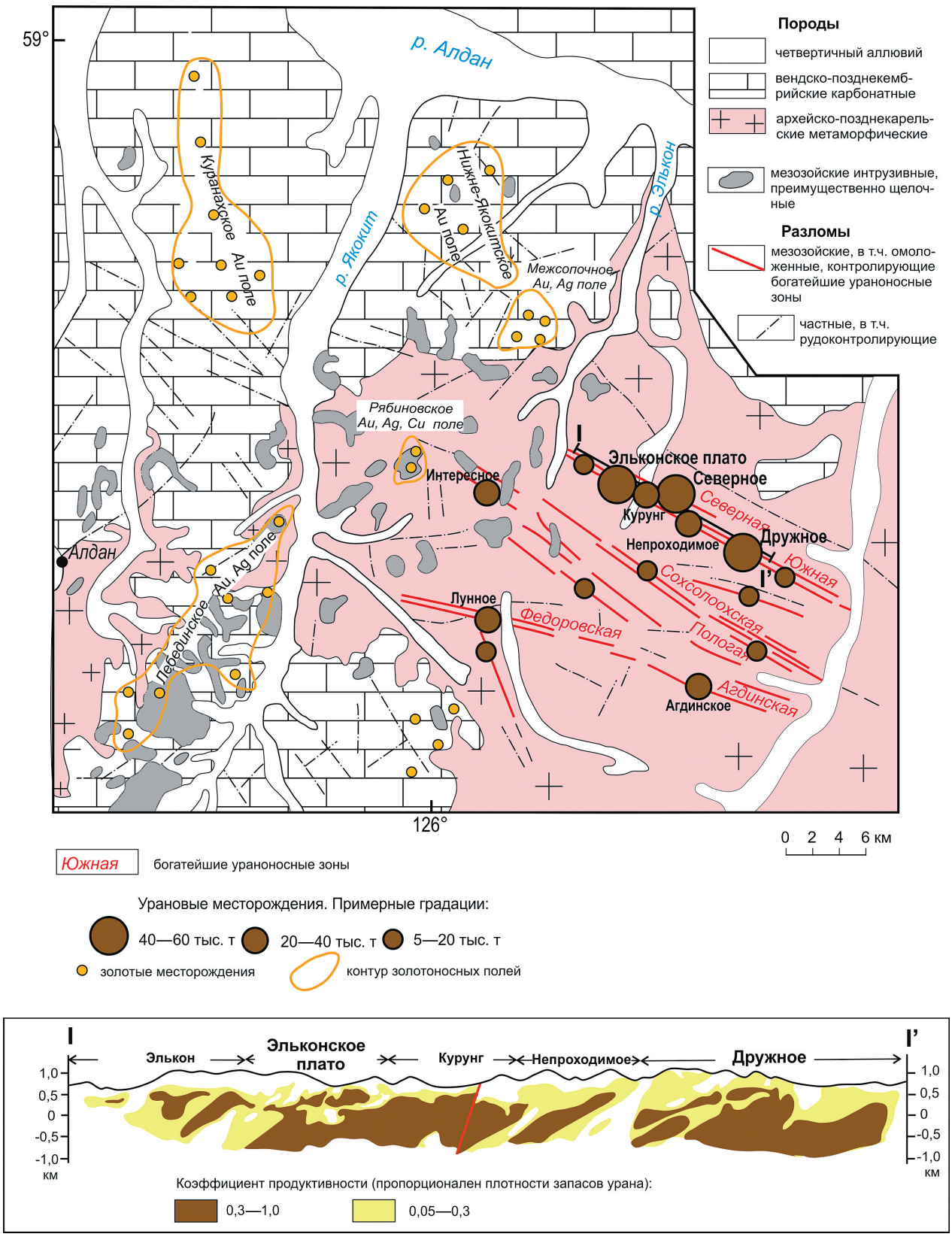


Рис. 83. Карта и продольный разрез по Эльконскому урановорудному району с сопровождающими рядовыми месторождениями Au и Ag.

Использованы данные: [Бойцов, Пилипенко,1988; Бойцов и др., 2006, 2010а, б; Молчанов и др., 2012; Мигута, 2001; Пилипенко, Верчеба, 2012а, б; Тарханов, Бугриева, 2012].

160—140 млн лет. Ярко выражена связь оруденения с разломами северо-западной ориентировки. Важную роль играют метасоматические процессы, прежде всего пропилитизация и калишпатизация, совместное проявление которых бывает не так уж часто.

4.8–4.9. Провинция Циньлин Даби

Главная молибденовая провинция Китая, которая богаче Эль Тениенте–Лос Бронсес в Южной Америке и Пебл Коппер и Бьютт в Северной Америке, делится на две части: Циньлин на северо-западе и Даби на юго-востоке. В первой части выделяется эпиосадочный район Нанниху–Сандаожан, а во второй — трансвапоритовый Шапингоу (**рис. 84**).

Рудоносность этих районов контролируется синий-венд-кембрийским гармоничным развитием, а также разломами, особенно ярко в районе Шапингоу и на месторождении Джиндуичен в районе Нанниху–Сандаожан. *Оригинальность* процессов смешения флюидов обусловлена разнообразием материнских докембрийских пород.

4.8. Молибдено-вольфрамоворудный район Нанниху–Сандаожан

Здесь руды (7,4 млн т Mo, 1,8 млн т WO_3) размещаются в двух сильно отличающихся типах вмещающих пород: в Джиндуичен — в метасоматически измененных базальто-андезитах группы Сионгер (1,7—1,4 млрд лет) (см. **рис. 84, а**), а в Нанниху–Сандаожан — в скарнированных монцогранитами (0,4—0,2 млрд лет) карбонатных породах групп Луанчуан и Сюсян (1,0—0,54 млрд лет) (см. **рис. 84, б**), где материнскими породами являются синийские черные сланцы.

4.9. Молибденорудный район Шапингоу

Район Шапингоу — см. **рис. 84, в** — один из самых больших в мире по запасам молибдена (2,5 млн т). Район характеризуется карельским фундаментом, палеозойскими чернослацевыми материнскими породами, мезозойскими вулканитами, меловыми гранитоидами. Руды преимущественно заключены в меловых гранитах (единичные батолиты) и кварцевых сиенитах с сильной трещиноватостью и относительно высокой вторичной пористостью (трещинно-поровые резервуары). Установлены два этапа образования руд в гранитных штокверках — 130 и 90 млн лет.

4.10. Сурьмянорудный с ртутью район Сигуаншань

Трансвапоритовый сурьмянорудный район Сигуаншань на платформе Янцзы в Китае включает одноименное супергигантское месторождение, одно из самых больших в мире (запасы 5 млн т Sb — половина мировых запасов), а также другие сурьмяные и ртутные месторождения (**рис. 85**).

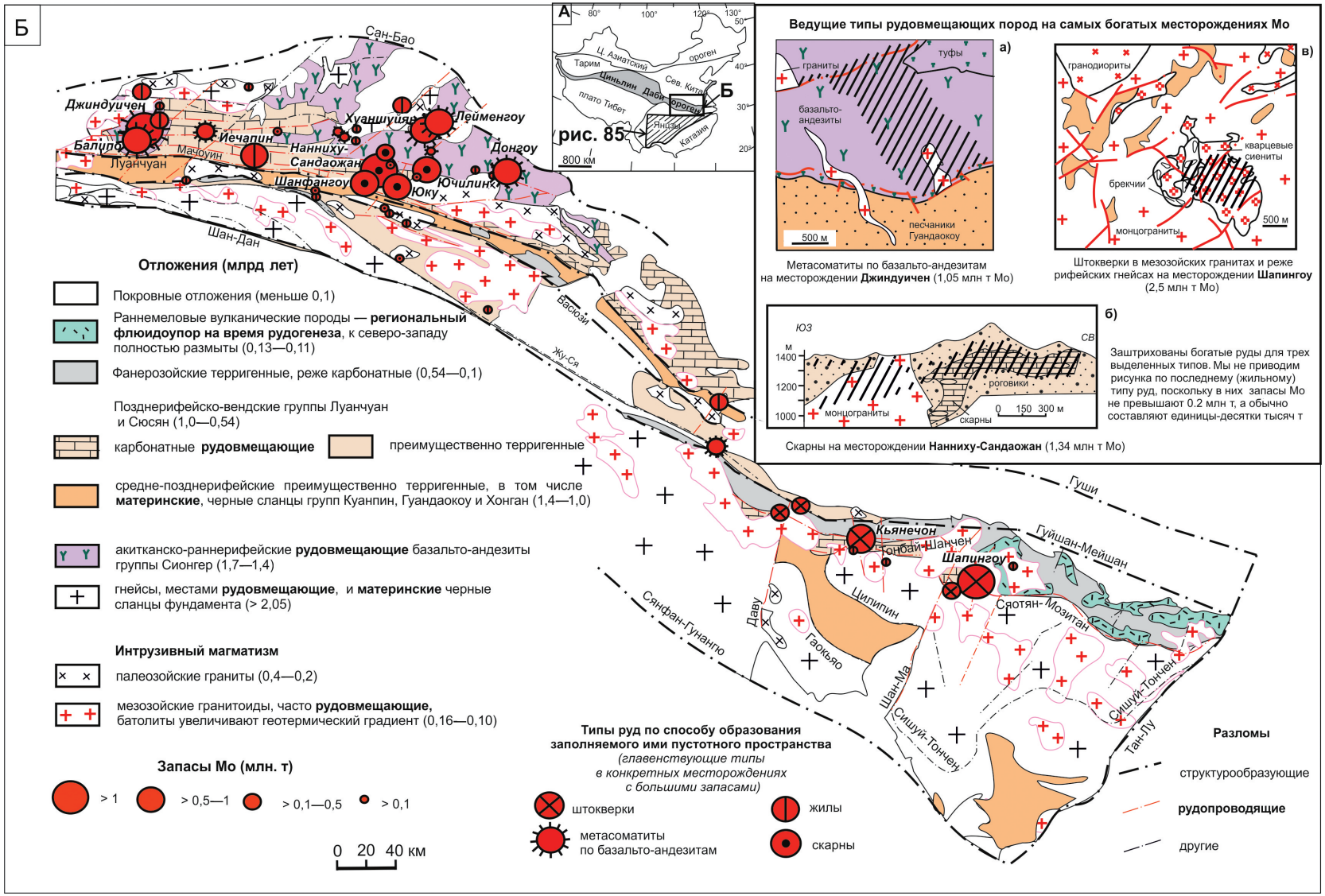


Рис. 84. Главные факторы, контролирующие размещение гигантских месторождений Мо в провинции Циньлин Даби.

Использованы данные: [Cao et al., 2015; Chen et al., 2017; Deng et al., 2017; Gao, 2015; He et al., 2016; Li et al., 2013; Mao et al., 2011; Ni et al., 2015; Pirajno, Zhou, 2015; Ren et al., 2018; Xiong et al., 2018; Yang et al., 2012, 2017a, b; Zhang et al., 2014].

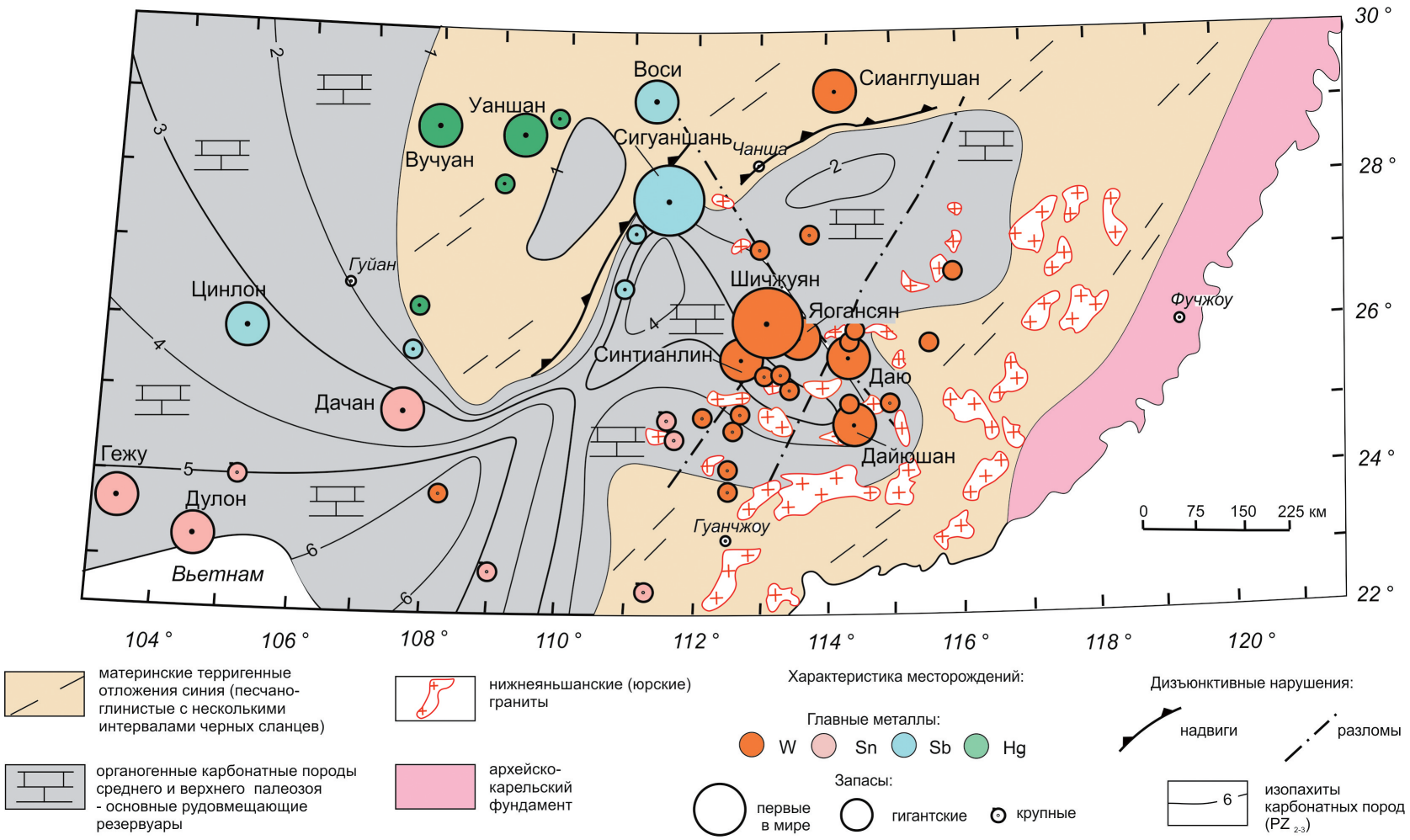


Рис. 85. Факторы контроля размещения рудоносных зон (W, Sn, Sb и Hg) в Юго-Восточном Китае.

Показаны области распространения синийских материнских отложений, площади развития карбонатных продуктивных резервуаров среднего и верхнего палеозоя, интенсивность внедрения мезозойских гранитоидов.

Использованы данные: [A'xiang, Jiantang, 2018; Cong et al., 2017; Jiang et al., 2006; Kang et al., 1992; Li T. et al., 2018; Li X.-Y. et al., 2018; Liu et al., 2018a, b; Lu et al., 2003; Song et al., 2018; Wang, Ren, 2019; Yuan et al., 2018; Zeng et al., 2017; Zhahg et al., 2018; Zhao et al., 2017; Zhou et al., 2018]

Весьма характерен весь рудовмещающий разрез, где на материнских синийских терригенных отложениях с прослоями черных сланцев залегает органогенная карбонатная средне-верхнепалеозойская толща с высокой эффективной емкостью. Рудовмещающие породы представлены интенсивно брекчированными окварцованными известняками верхнего девона под карбоновым глинистым флюидоупором (**рис. 86**).

Богатейшие руды представлены почти чистым антимонитом. Возраст руд позднеюрский (150 млн лет). Хотя источником руды, видимо, являются породы синия, большую роль в рудогенезе играют также нижнеяньшанские (юрские) граниты, определявшие высокий геотермический градиент. Вообще этот район является, как мы считаем, геологической классикой с точки зрения структурной и литологической приуроченности руд, на которой удобно обучать студентов. Вполне очевидно и смешение флюидов, приводящее к рудогенезу, ведь эти флюиды поступали из черных сланцев, из карбонатных пород и из фундамента.

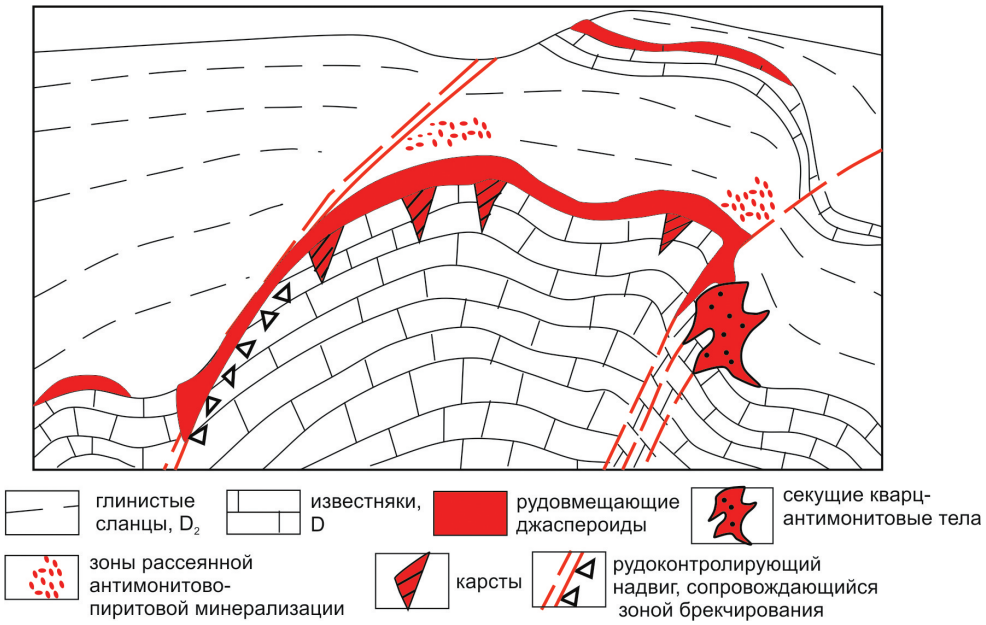


Рис. 86. Профиль через месторождение Сигуаншань.
Использованы данные: [Федорчук, 1985].

4.11. Вольфрамово-бериллиево-оловорудный район Шичжуаян

Богатейший (WO_3 — 1,0 млн т, Sn — 500 тыс. т, Bi — 300 тыс т, флюорит — 76 млн т, BeO — 200 тыс. т, Mo — 200 тыс. т) полиметальный район Шичжуаян (Китай, восток платформы Янцзы) относится к трансвапоритовому типу. Кроме него, в район входят вольфрамовые гиганты Даю и Синтианлин. Поблизости известны еще несколько вольфрамовых гигантов (Яогансян, Дайюшан, Зюси, Синлуокен и другие) и знаменитые оловянные месторождения Гежу

и Дачан (см. **рис. 85**). К этому же типу относятся вольфрамовые месторождения Казахстана — Верхнее Кайракты и Каратюбе. Это, видимо, самые важные редкометальные районы, но Шичжуаян среди них самый главный. Руды сопровождаются юрскими гранитами, здесь же материнский синий и прекрасно сохранившиеся бывшие нефтегазоносные средне-верхнепалеозойские карбонатные резервуары. *Оригинальна* ассоциация околорудных вторичных минералов: гранат, турмалин, пироксен, хлорит, эпидот, топаз.

4.12. Урановорудный Антей-Стрельцовский район

Девятнадцать гигантских и крупнейших месторождений Стрельцовской группы (Восточное Забайкалье, Россия) сосредоточены в одноименной кальдере, образованной во время позднемезозойской активизации. Пять гигантов показаны на **рис. 87**: Антей-Стрельцовское, Октябрьское, Широндукуйское, Тулукуевское, Аргунское).

Всего в них содержится 240 тыс. т урана. На завершающем этапе вулканизма произошло обрушение Стрельцовской кальдеры, и в результате сложился нижний древний структурный этаж, представленный доломитизированными известняками, амфиболитами, кристаллическими сланцами, а также метаэффузивами и метагабброидами. Осадочные и вулканогенные породы образуют молодой верхний этаж толщиной 500—900 м, изредка до 1400 м. Здесь выделяются верхнеюрская приаргунская свита, состоящая из базальных конгломератов, трех базальтовых покровов и двух покровов «трахидацитов», разделенных интервалами туфогенно-осадочных пород, и нижнемеловая тургинская свита с покровами базальтов, фельзитов и липаритов (**рис. 88**).

Стрельцовская кальдера характеризуется сильной нарушенностью и разбита на блоки со знакопеременным перемещением. В местах сгущения разломов часто возникали мощные рудоносные зоны брекчирования [Ищукова и др., 2007].

Хотя большинство мировых урановых гигантов (Атабаска, Джабилука и многие другие) характеризуется эпиосадочной моделью рудогенеза, в двух оригинальных районах, Олимпик Дам (см. выше раздел 2.7) и Антей-Стрельцовском, доминирует трансвапоритовая модель. Здесь она особенно ярко выражена в составе магматизма, сопутствующего рудогенезу, а именно «трахидацитов», химизм которых сильно отклоняется от нормального.

Здесь крайне разнообразны былые источники неравновесных флюидов, в том числе метаморфизованные породы фундамента. Проявлены два типа таких флюидов (**рис. 89**) — дорудный и синрудный, причем именно для последнего характерно участие мантийных расплавов, смешение которых с осадочными растворами приводит к необычному составу магматических пород. Руды отмечаются по всему разрезу, но 77 % руд находятся в необычных «трахидацитах».

Подчеркнем еще большую роль разломов (**рис. 90**), что связано с огромной площадью распространения надежного нижнемелового регионального

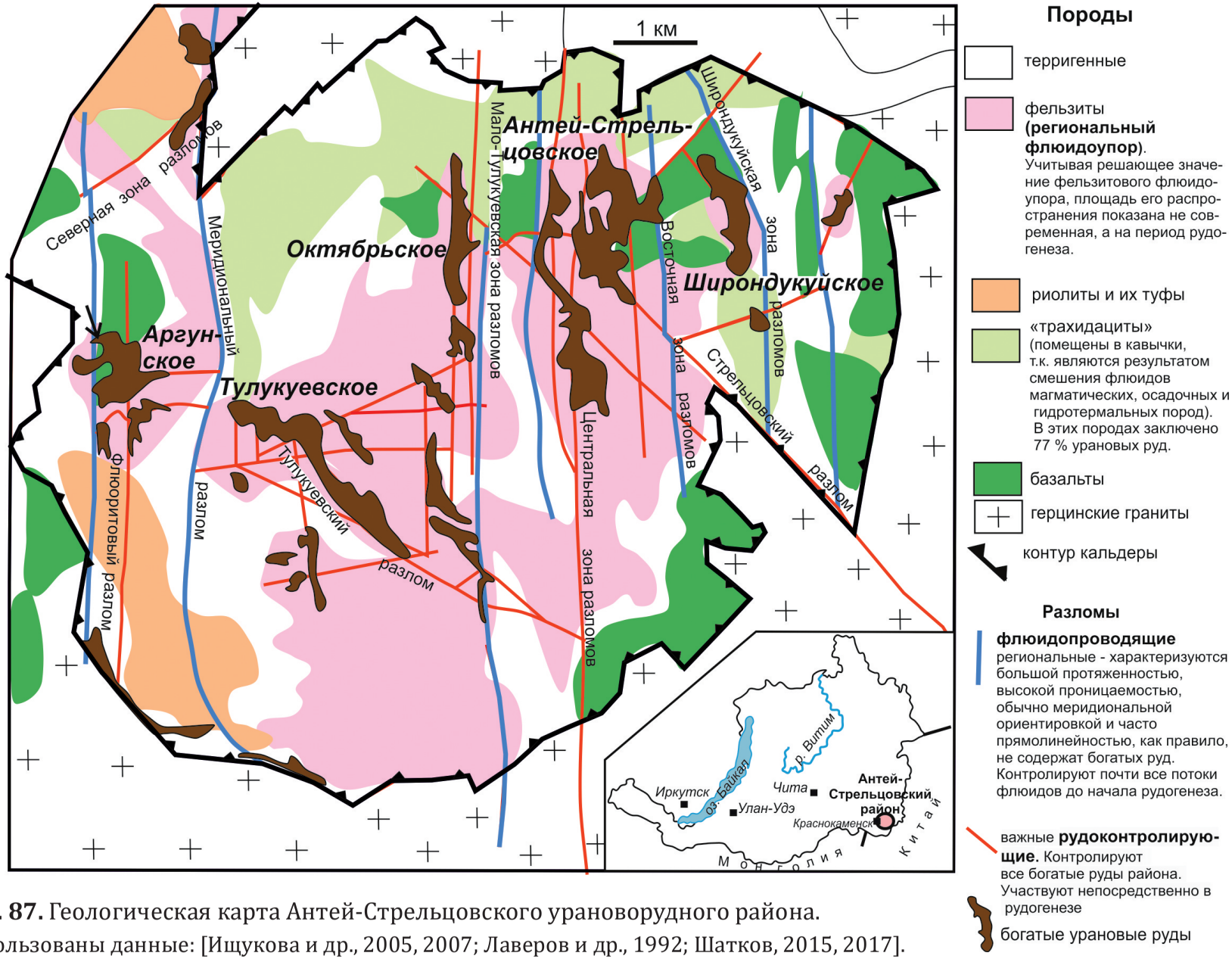


Рис. 87. Геологическая карта Антей-Стрельцовского урановорудного района.
Использованы данные: [Ищукова и др., 2005, 2007; Лаверов и др., 1992; Шатков, 2015, 2017].

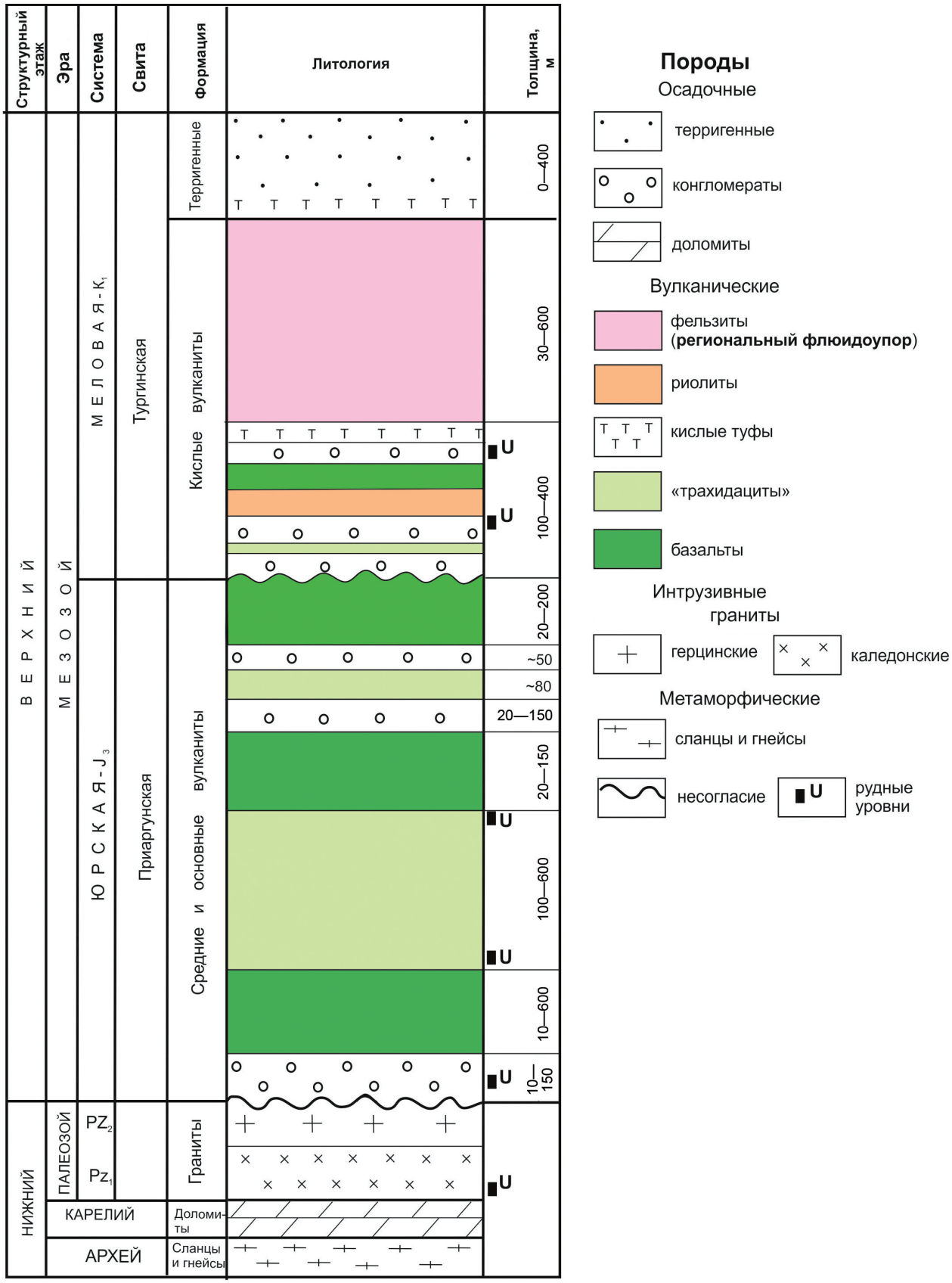


Рис. 88. Литолого-стратиграфическая колонка Антей-Стрельцовского урановорудного района.

Использованы данные: [Ищукова и др., 2005, 2007; Минаев, 2016; Шатков, 2017].

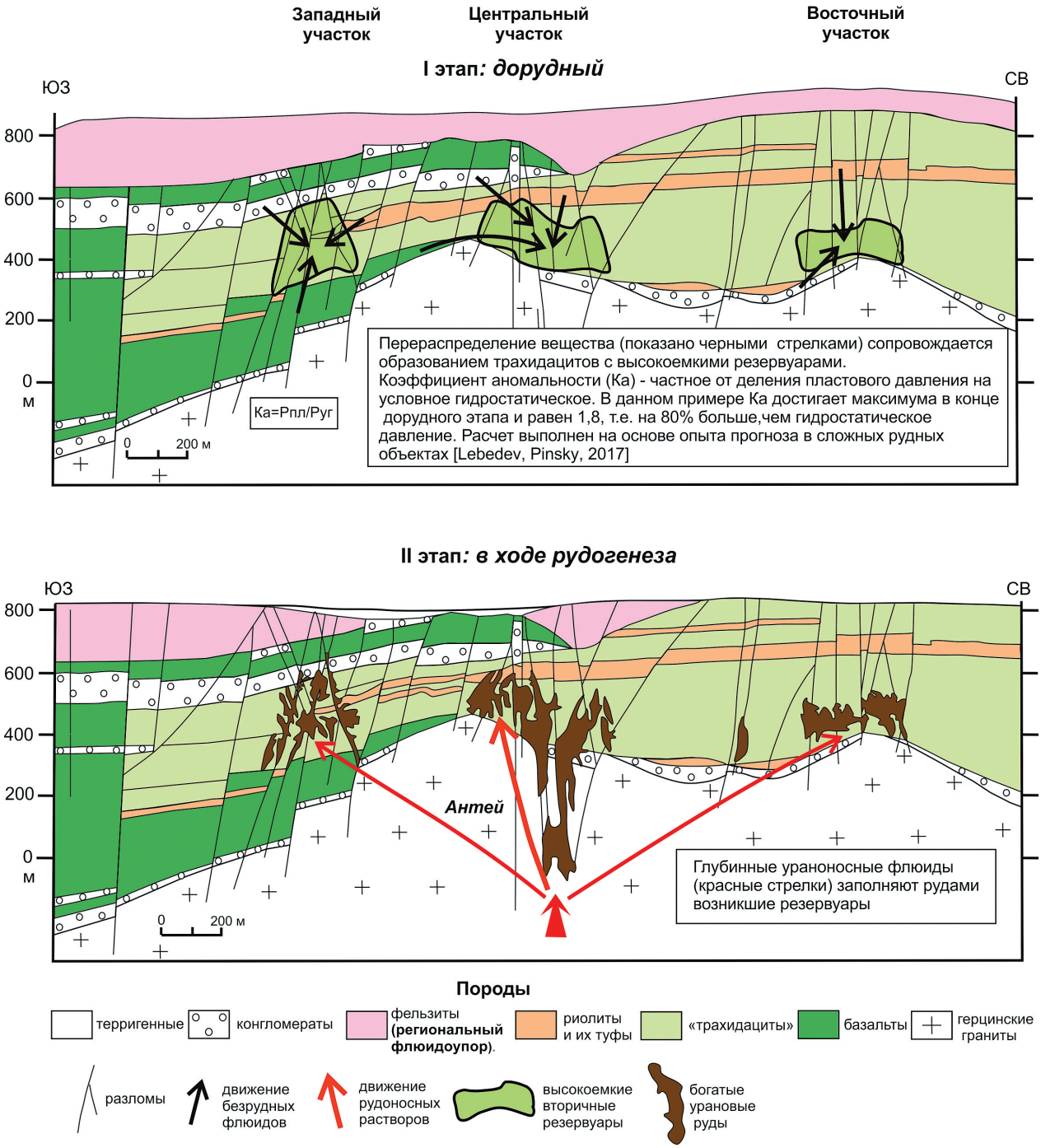


Рис. 89. Два этапа смешения неравновесных флюидов в Антей-Стрельцовском районе.

Использованы данные: [Алешин и др., 2007, 2012; Андреева и др., 1996, 2010; Голубев и др., 2010; Долгушин, Царук, 2015; Ищукова и др., 2005, 2007; Лаверов и др., 1992; Мальковский и др., 2010; Минаев, 2016; Михайлов, Рассолов, 2016; Петров и др., 2014; Шатков, 2015, 2017].

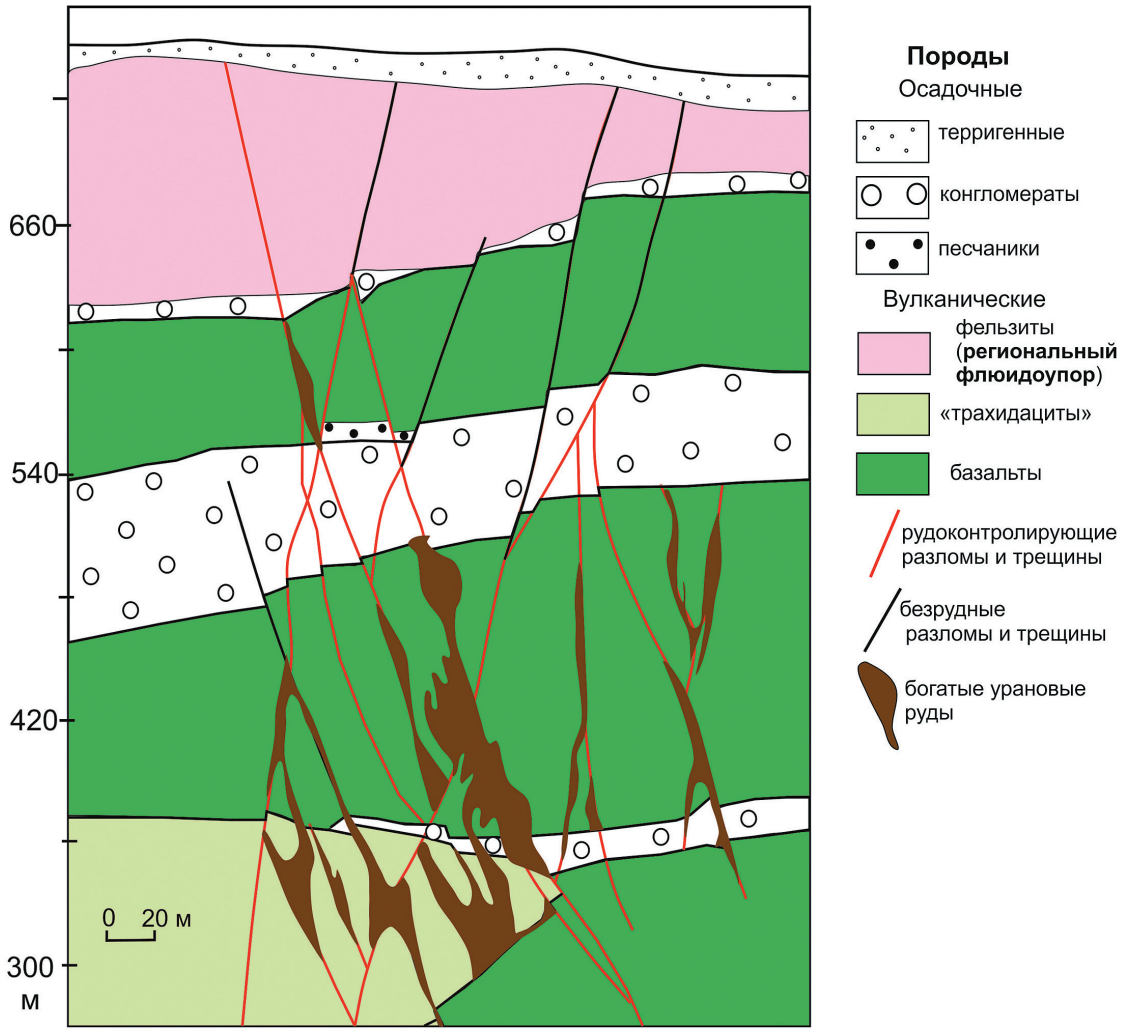


Рис. 90. Влияние разломов и трещиноватости на распределение богатых урановых руд.

Западный участок Антей-Стрельцовского района.

Использованы данные: [Ищукова и др., 2005, 2007; Шатков, 2017].

фельзитового флюидоупора и, соответственно, с высоким коэффициентом аномальности пластового давления — до 1.8.

Определяющая роль крутопадающих разломов характерна и для богатейшего уран-молибденового Аргунского месторождения в карбонатных породах (**рис. 91**).

4.13. Урановорудный район Инкай

Богатейший Инкайский эпиосадочный урановорудный район в пределах Чу-Сарысуйской урановорудной провинции находится в Казахстане и протягивается субмеридионально на 65 км при ширине 7—17 км, отдельные залежи тянутся на 5—15 км при ширине 50—500 м (**рис. 92**).

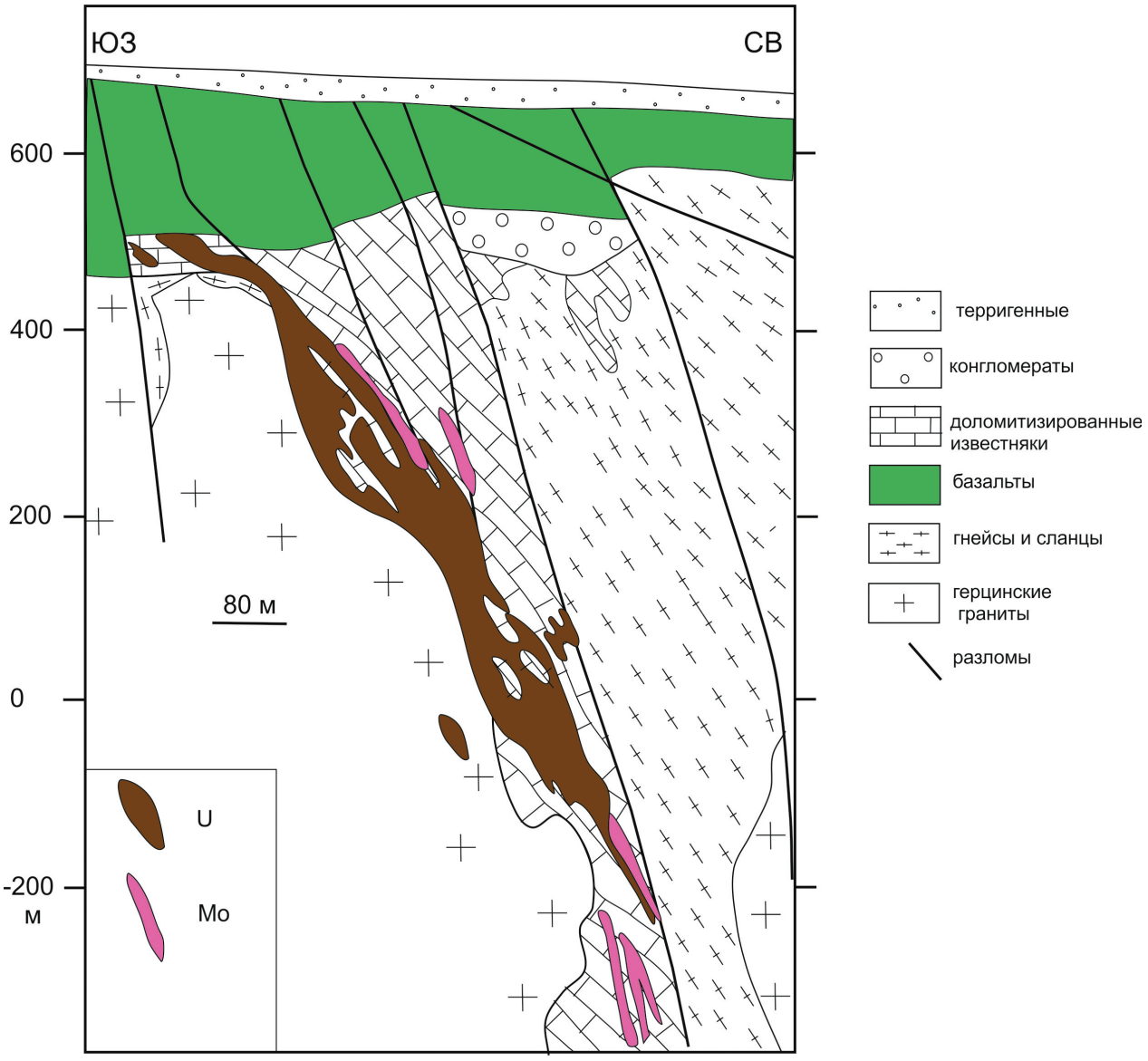
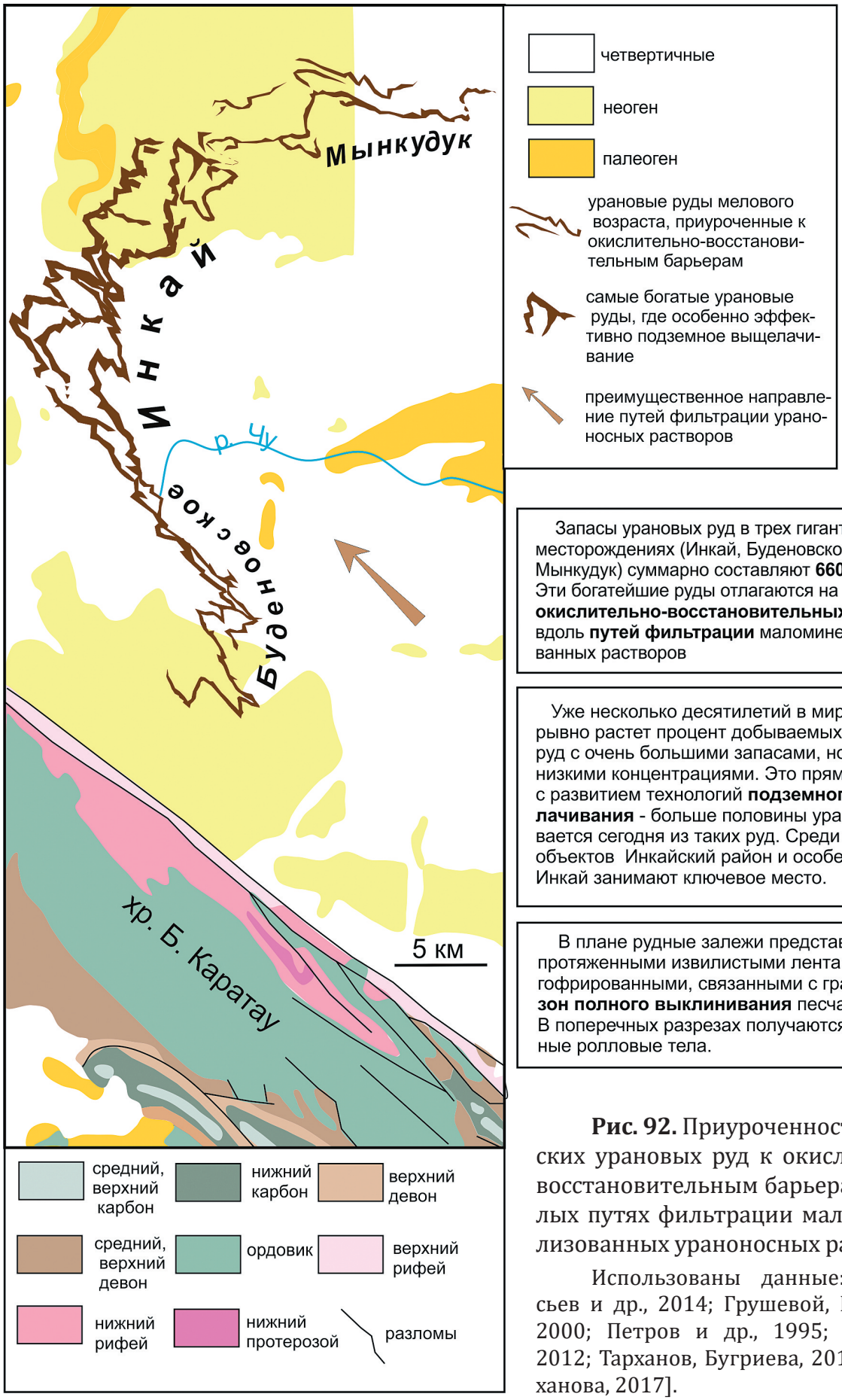


Рис. 91. Приуроченность настуран-коффинитовых и молибденитовых руд к разломам на Аргунском месторождении.

Использованы данные: [Ищукова и др., 2005, 2007; Минаев, 2016; Шатков, 2017].

Залежи в меловых отложениях представляют собой извилистые ленты вблизи зон выклинивания песчаных тел. Глинистый флюидоупор обеспечивает сохранность залежей. Главный водоупор — среднезернистый песчаник с преимущественно монтмориллонитовым цементом. Монтмориллонит по физическим свойствам обладает набухающей способностью и в данном случае приводит к запечатыванию порового пространства. 84 % запасов урана находятся в зонах выклинивания меловых отложений и связаны с главным водоупором вблизи границы с фундаментом (**рис. 93**).

Инкай является одним из крупнейших районов мира с эксплуатацией залежей методом подземного выщелачивания. Запасы урановых руд в трех гигантских месторождениях (Инкай, Буденовское, Мынкудук) составляют 660 тыс. т.



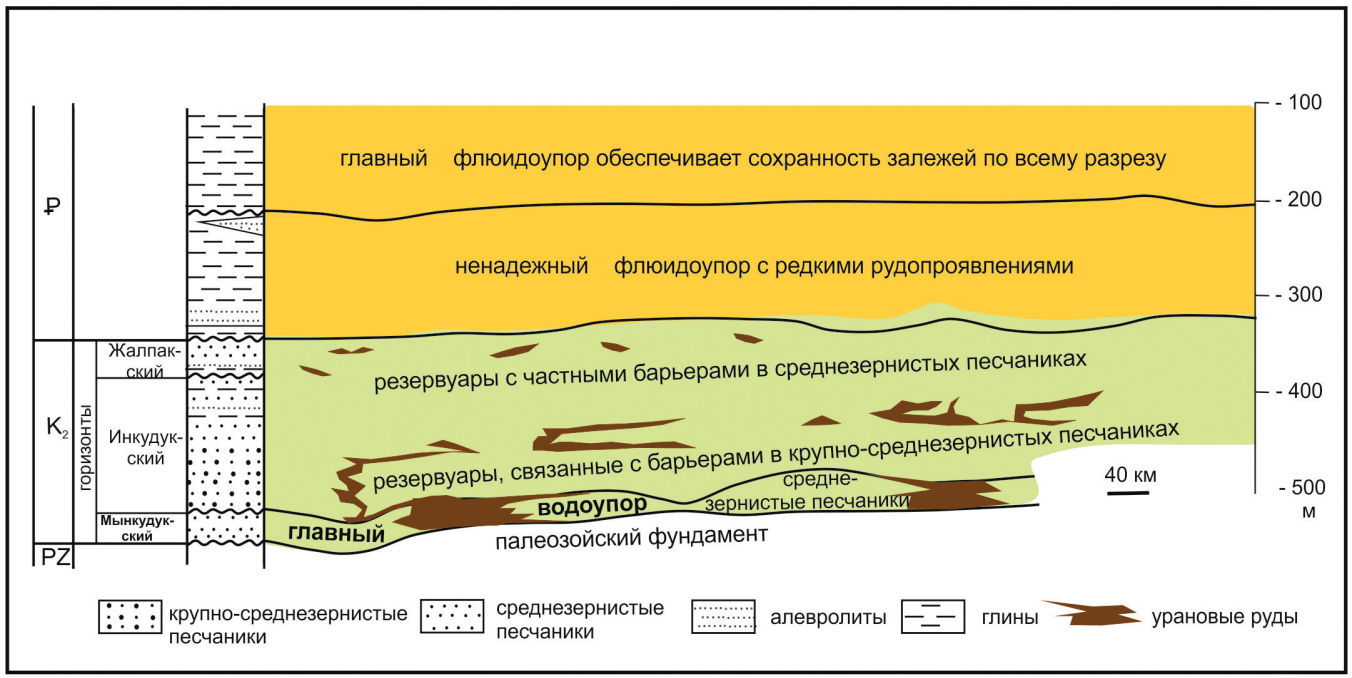
Запасы урановых руд в трех гигантских месторождениях (Инкай, Буденовское, Мынкудук) суммарно составляют **660 тыс. т.** Эти богатейшие руды отлагаются на **окислительно-восстановительных барьерах** вдоль **путей фильтрации** маломинерализованных растворов

Уже несколько десятилетий в мире непрерывно растет процент добываемых урановых руд с очень большими запасами, но крайне низкими концентрациями. Это прямо связано с развитием технологий **подземного выщелачивания** - больше половины урана добывается сегодня из таких руд. Среди подобных объектов Инкайский район и особенно сам Инкай занимают ключевое место.

В плане рудные залежи представлены протяженными извилистыми лентами, часто гофрированными, связанными с границами **зон полного выклинивания** песчаных тел. В поперечных разрезах получаются главные ролловые тела.

Рис. 92. Приуроченность инкайских урановых руд к окислительно-восстановительным барьерам на былых путях фильтрации маломинерализованных урановосных растворов.

Использованы данные: [Афанасьев и др., 2014; Грушевой, Печенкин, 2000; Петров и др., 1995; Плеханов, 2012; Тарханов, Бугриева, 2012; Темирханова, 2017].



Месторождение Инкай протягивается субмеридионально на 55 км при ширине 7—17 км. Протяженность залежей 15—20 км при ширине 50—500 м (до 1,7 км).

Среднее содержание урана в рудах 0,04—0,06 %, из них настурана UO_2 — 82 %, а коффинита $USiO_4$ — 18 %. Поскольку оба минерала с U^{4+} образуются из растворенного U^{6+}, очевидны огромные объемы восстановителя, которым может быть только органическое вещество. Это означает, что сероцветные рудосодержащие песчаники — всего лишь **реликты мощной и протяженной угленосной толщи**.

Характерен водонапорный самоизливающийся режим при минерализации от 4 г/л в меловых до 0,6—0,9 г/л в палеогеновых отложениях. Самая проницаемая часть в песчаниках — в середине инкудукского горизонта.

Рудные залежи представлены протяженными извилистыми лентами вблизи ярко выраженных **зон выклинивания.** Кулисообразный характер залежей связан с промежуточными локальными водоупорами.

84 % богатых рудных залежей связаны генетически с **главным водоупором** вблизи границы с фундаментом. Это один из крупнейших районов мира с эксплуатацией урановых руд методом **подземного выщелачивания.**

Рис. 93. Модель главного водоупора и контролируемых им месторождений в низах верхнемелового разреза.
Урановорудный район Инкай.
Использованы данные: [Грушевой, Печенкин, 2000; Живов и др., 2012; Кисляков, Щеточкин, 2000; Темирханова, 2017].

Глава 5. Еврамерика

Хотя первые мысли о геологии Северной Америки, конечно, приходят из классики (золото Абитиби, уран Атабаски и плато Колорадо, свинец и цинк Типа Долины Миссисипи, серебро Мексики и др.), но эти мысли сразу сменяются современными достижениями примерно с середины XX века (золото Карлин Тренда и Пебл Коппер, молибден и медь Клаймекс и Бьютт, молодой уран Техаса и др). Названные месторождения не только недавно открыты, но и образованы, в основном, в меловом периоде и кайнозое.

5.1. Платино-медно-никелевый район Садбери

Знаменитая (изучение началось век назад) огромная (32 тыс. км^2) расслоенная канадская интрузия Садбери вместе с вмещающими её архейскими и нижнекарельскими метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами представляет единый платино-медно-никелевый район (**рис. 94** и **95**).

Его *оригинальность* обусловлена принятой с самого начала освоения импакт-гипотезой образования — как следствия падения гигантского метеорита, что обусловило сильный подъем пластовых давлений и температур. Сейчас, когда теория дифференциации и смешения расплавов и флюидов сильно продвинулась, появляются сомнения в валидности этой версии, но она сохраняется как традиция, вместе с многочисленными терминами типа «донная залежь» или «главный массив». В этом, разумеется, нет ничего плохого, тем более, что факторы рудогенеза все еще остаются недостаточно изученными. Вызывает удивление, что при колоссальной площади рудоносности запасы руд остаются скромными (Ni — 20 млн т, Cu —17 млн т, PGE — 1900 т, при этом Pt/Pd = 0.8). Заметим, что это меньше, чем в относительно небольшой Талнахской интрузии, где, кстати, гигантскими являются запасы даже не трех, как в Садбери, а пяти металлов — кроме никеля, меди и платины, еще кобальта и палладия. Причина такой разницы простая — Талнахское месторождение образовалось сразу же после разрушения нефтегазоносного бассейна с высокими пористостью и проницаемостью его пород, тогда как в метаморфизованных породах Садбери рудоносным флюидам приходилось «бороться» за каждый кубометр пустотного пространства. Пористость и проницаемость рудовмещающих пород, даже брекчий (образуются по радиальным и концентрическим дайкам), здесь очень низкие. Как относительно лучший объект называют недавно открытое месторождение Гарсон (**рис. 96**) с несколько более крупными запасами.

5.2. Железорудный район КМА

По-видимому, нет сомнений в том, что железорудный эпиосадочный район Курской магнитной аномалии (КМА) является самым богатым в мире. Общие балансовые запасы этого района 66,2 млрд т Fe-руд: богатые коры выве-

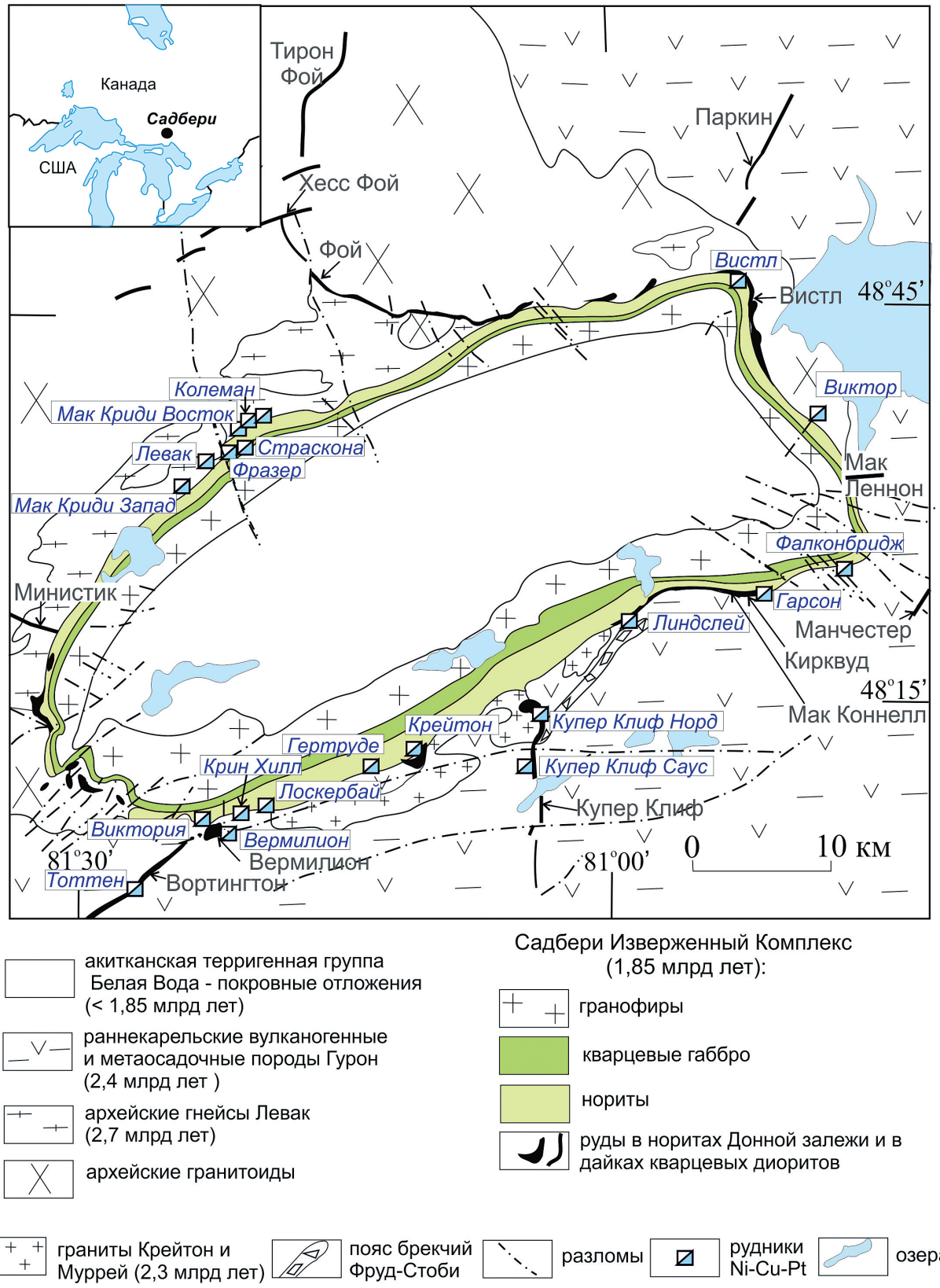


Рис. 94. Геологическая карта изверженного комплекса Садбери (Канада) и его обрамления.

Использованы данные: [Лайтфут, Зотов, 2005; Lightfoot et al., 1997; Muir, 1984; Mukwakwami et al., 2012].

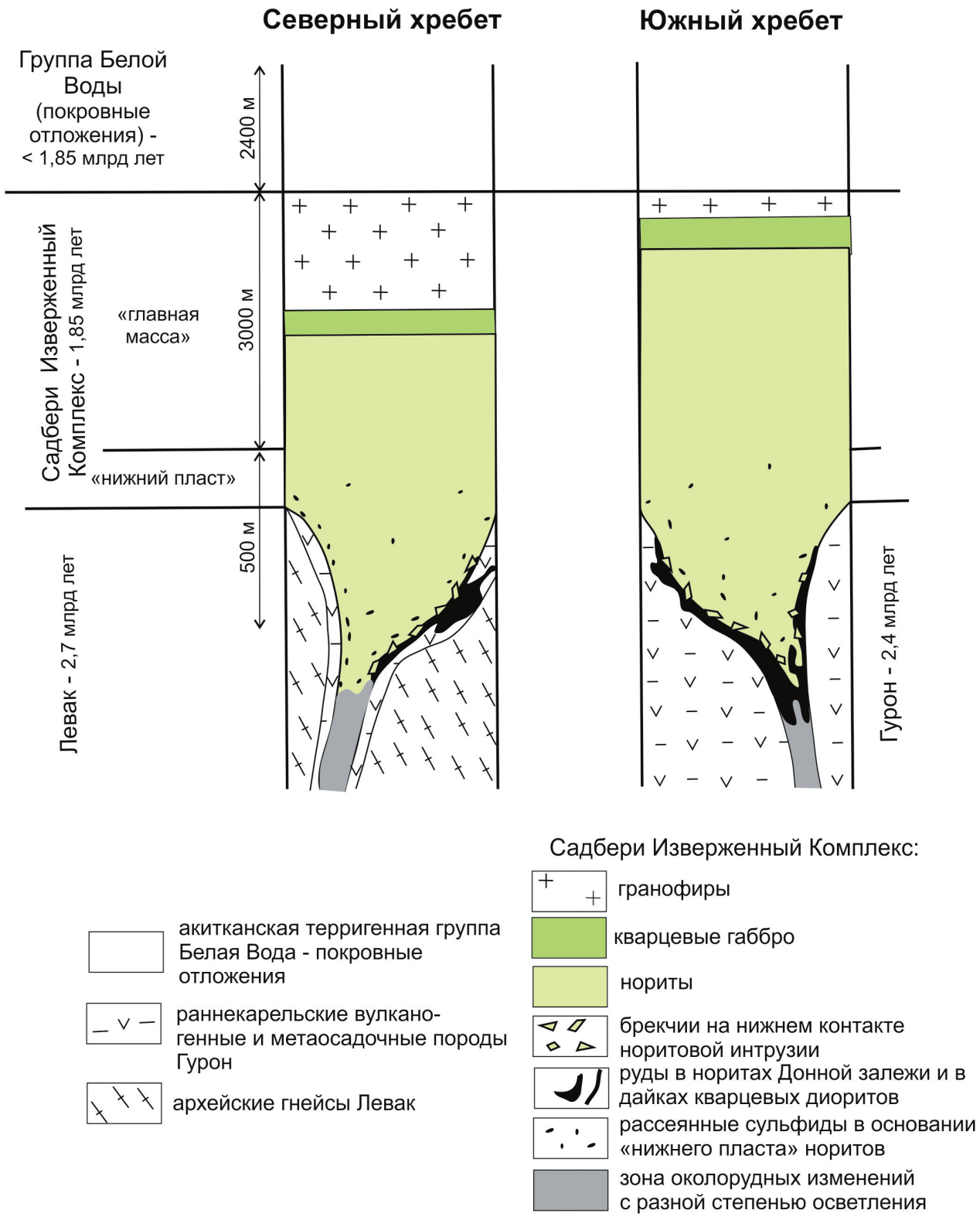


Рис. 95. Литолого-стратиграфическая колонка докембрийских пород изверженного комплекса Садбери.

Использованы данные: [Лайтфут, Зотов, 2005; Ames et al., 2008; Lightfoot et al., 1997; Muir, 1984; Mukwakwami et al., 2012; Wright et al., 2010].

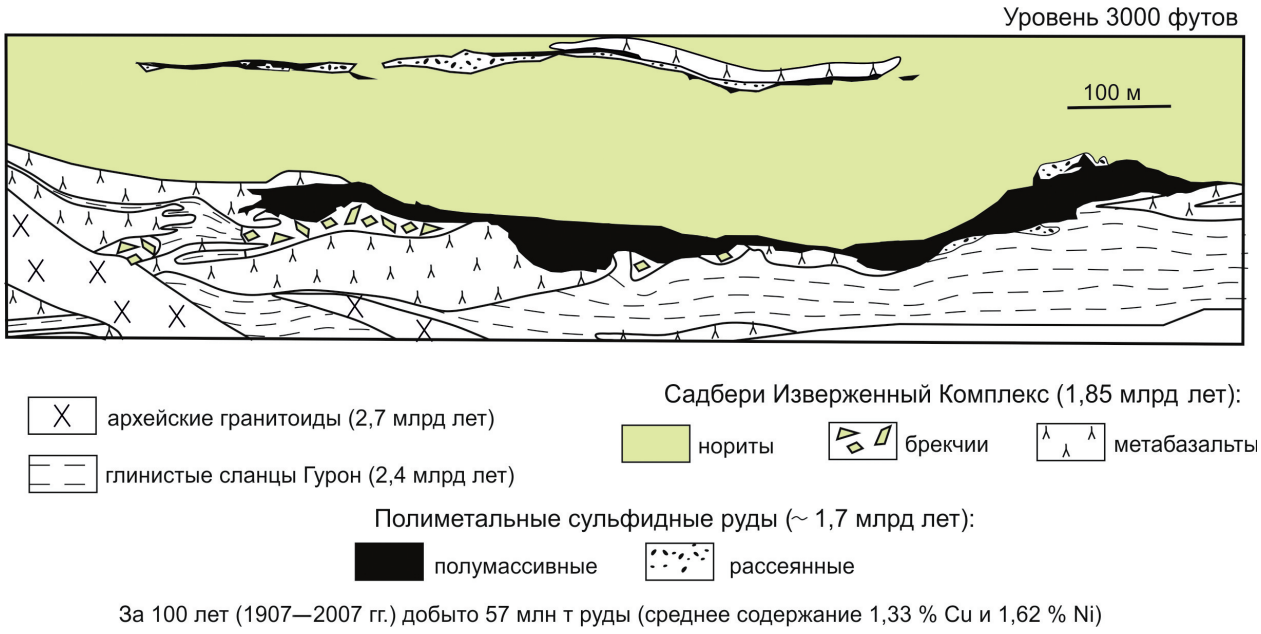


Рис. 96. Крупнейшее Ni-Cu-Pt месторождение Гарсон.
Использованы данные: [Mukwakwami et al., 2012, с изменениями].

тривания (60 % Fe) — 29,4 млрд т + бедные железистые кварциты (36 % Fe) — 36,8 млрд т, а ресурсы — 124 млрд т [Петин, 2006].

Эта величина запасов около 70 млрд т железных руд вполне правдоподобна, если просто посмотреть на карте протяженность полосы железистых кварцитов: от Орла до Белгорода (**рис. 97**) и еще дальше на юг по Криворожью на Украине [Железные …, 2001; Железорудные…, 1955; Щеголев, 1985].

Железистые кварциты приурочены в основном к двум вытянутым параллельно железорудным зонам северо-западного простирания.

Первая, протяжённостью свыше 400 км и от 1—2 до 25 км шириной, вторая соответственно до 700 км и от 2—5 до 30—40 км, имеют сложное складчатое строение (синклинорий). В пределах этих зон кварциты образуют до семи крутопадающих узких (толщина 120—500 м) параллельных полос, вытянутых на 20—70 км согласно с общей складчатостью пород карелия. Площадь этой гигантской территории, включающей, в частности, относительно богатые Михайловско-Белгородскую, Курско-Бесединскую и Орловско-Оскольскую рудоносные зоны, составляет 120 тыс. км^2.

Оруденение связано с железистыми кварцитами железорудной свиты курской серии нижнего карелия, этап седиментогенеза которой характеризуется нами как гармоничный (**рис. 98**).

В бассейне выявлены крупные месторождения руд двух геолого-промышленных типов: (а) железистых кварцитов в метаморфизованных осадочных и вулканогенных породах зеленокаменных поясов (бедные железные руды) и (б) в их корах выветривания (более богатые руды). Среднее содержание железа 41 %, а в богатых рудах до 60 %.

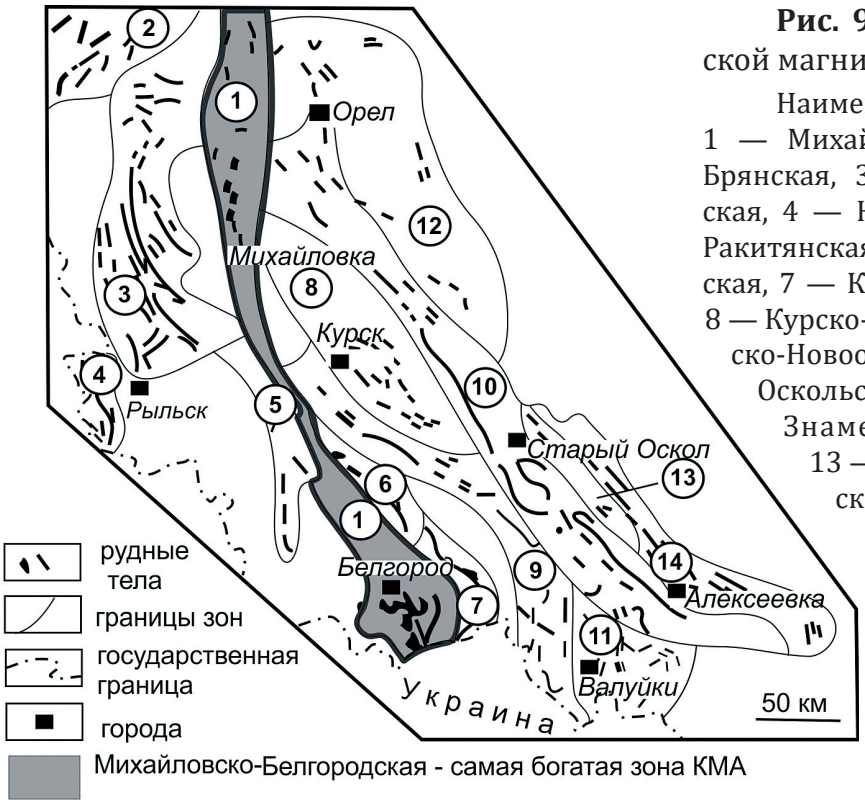


Рис. 97. Рудоносные зоны Курской магнитной аномалии (КМА).

Наименования зон (в кружках): 1 — Михайловско-Белгородская, 2 — Брянская, 3 — Комаричско-Почепнянская, 4 — Крупецкая, 5 — Тарасовско-Ракитянская, 6 — Медвенско-Прохоровская, 7 — Корочанско-Большетроицкая, 8 — Курско-Бесединская, 9 — Истобнянско-Новооскольская, 10 — Орловско-Оскольская, 11 — Валуйская, 12 — Знаменско-Малоархангельская, 13 — Становская, 14 — Шыдловско-Шаталовская.

Использованы данные: [Железные..., 2001].

Огромные объемы растворенного двухвалентного железа ювенильного происхождения осаждались железобактериями[1].

Основную массу кварцитов составляют магнетитовые (мартитовые в окислении) и магнетит-железнослюдковые разности. Снизу вверх по разрезу магнетит заменяется гематитом. Наиболее крупные месторождения: Михайловское, Стойленское, Лебединское, Гостищевское, Стойло-Лебединское, Коробковское, Яковлевское, Висловское.

Конечно, находясь в областях преимущественно умеренного климата, район КМА не характеризуется такими замечательными свойствами руд, как провинция Хамерсли в Австралии или «Железный Четырехугольник» на юге

[1] Это категорическое утверждение («ювенильного») выглядит спорным. В действительности, кроме характерного только для архея вулканогенного источника железа, существовал еще один, весьма правдоподобный источник — а именно, *экзогенный!* Дело в том, что примерно до даты 2.45 млрд. лет (GOE — Великого Окислительного События) в атмосфере было так мало кислорода, что выветривание базальтов суши происходило в восстановительной среде, так что железо свободно мигрировало в двухвалентной форме, сносилось в океан и только там — на мелководье — могло окисляться и осаждаться. **Именно этим объясняется фундаментальный факт: приуроченность полосчатых железистых кварцитов BIF только к докембрию, при практически полном их отсутствии в фанерозое.** *Особенности геохимии докембрия* подробно освещались в нашей книге (с тщательным обзором монографий Л. И. Салопа и В. И. Хаина, и со ссылкой на работу Б. А. Лебедева и Э. М. Пинского) [Юдович, Кетрис, 2011, с. 581—585]. — *Примечание Издателя*.

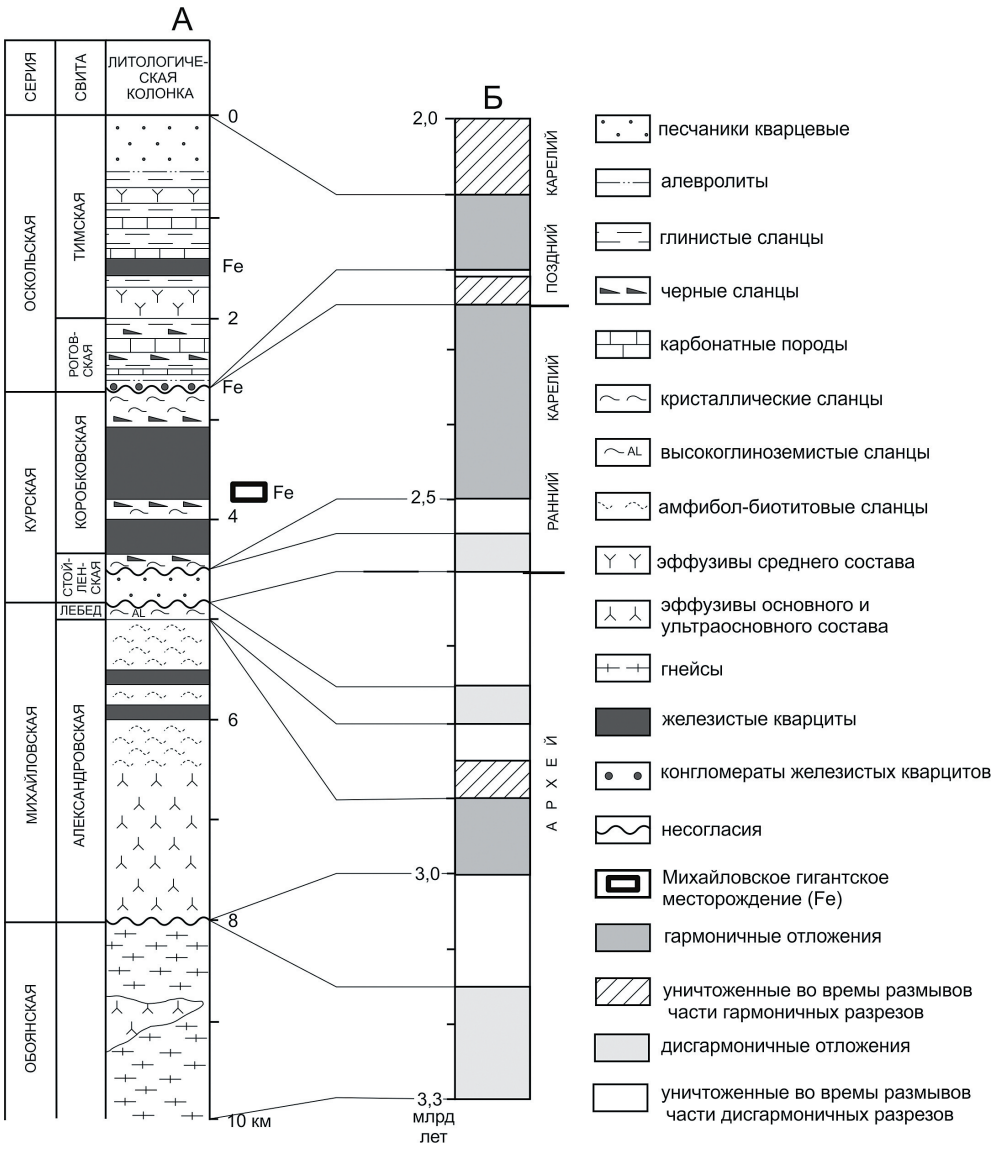


Рис. 98. Сводная литолого-стратиграфическая колонка (А) и распределение этапов гармоничного и дисгармоничного развития (Б) по архейско-карельскому разрезу железорудного бассейна Воронежского массива в регионе КМА.

Использованы данные: [Железные …, 2001; Железорудные…, 1955; Щеголев, 1985].

Бразилии или даже район Серра Норте в Каражасе на севере Бразилии[2]. Однако если говорить об очень далеком будущем, то несомненно, что КМА еще скажет свое последнее слово.

[2] И это утверждение представляется спорным. Думается, что *противопоставлять* КМА этим железорудным районам Гондваны не следует, поскольку и там и там богатые железные руды сформировались в мощных корах выветривания по железистым кварцитам (джеспилитам BIF — banded iron formations). Феноменальными являются *колоссальные мощности этих кор выветривания* (а в районе КМА они еще и бокситоносны!), **ибо выветривание докембрийских железистых кварцитов КМА происходило НЕСКОЛЬКО СОТЕН МИЛЛИОНОВ ЛЕТ.** Тогда как различия *современного* климата указанных железорудных районов — представляются второстепенными деталями, поскольку почти всё остальное в их геологии весьма сходно. — *Примечание Издателя.*

5.3–5.4. Западно-Канадский регион

Западно-Канадский регион включает свинцово-цинково-серебряный район Салливан и два гигантских свинцово-цинковых месторождения Говардс и Пайн Пойнт. Все три объекта принадлежат к Типу Долины Миссисипи и, соответственно, сначала происходит *гравитационное опускание* крепких и сверхкрепких рассолов в глубокие части нефтегазоносных бассейнов, а затем возникают аномально-высокие пластовые давления, и рудоносные растворы в результате *компрессионного массопереноса* поднимаются вверх по склонам крупных антиклиналей, смешиваются с менее минерализованными растворами и осаждают руды.

Особенности этого процесса мы рассмотрим на примере очень яркого и хорошо изученного месторождения Пайн Пойнт. Руды в нем размещаются в знаменитых живетских рифогенных известняках, которые очень широко распространены не только в Западно-Канадском регионе, но вообще по всей территории Еврамерики, в том числе и на территории России. Рифогенные известняки чередуются с черными сланцами, сульфатами и реже глинистыми породами (**рис. 99** и **100**).

Ниже в разделе 5.4. на **рис. 104** показана геологическая ситуация в этом районе, где свинцово-цинковое месторождение соседствует с месторождениями нефти Ледюк, Пемдина и другими, а также с грандиозным скоплением твердых битумов Атабаска. Рудные залежи смещены к краям нефтегазоносных и битумоносных впадин. В основном на этапе нефтегазонакопления происходила доломитизация органогенно-обломочных известняков, что увеличивало их пустотное пространство и проницаемость.

Тектоническая активизация определяла еще большее увеличение пустот в результате выщелачивания, в том числе гидротермального, вплоть до образования карстовых полостей, и затем кристаллизацию галенита и сфалерита в этих пустотах. Руды размещались главным образом в органогенных известняках, но еще больше в зонах брекчирования глинисто-карбонатного флюидоупора, перекрывающего эти известняки. Как видно на **рис. 99** и **100**, распределение руд крайне неравномерное, и при этом бросается в глаза, что зоны оруденения располагаются внутри или вблизи бывших нефтяных залежей, где происходило торможение гидротермальных процессов и сохранение пустотного пространства. Так что остается тот же контроль рифогенной структурой, как например, в самом богатом Северном Рудном Тренде (СТ).

5.3. Свинцово-цинково-серебрянорудный район Салливан

Свинцово-цинково-серебряный район Салливан (Канада) обычно сравнивают с аналогичными по ассоциациям металлов богатейшими эпиосадочными рудоносными районами Маунт Айза и Брокен Хилл в Австралии (см. разделы 2.5 и 2.6). Однако у района Салливан есть важное отличие в том, что этот район является гигантом с трансвапоритовой моделью рудогенеза, тогда как все

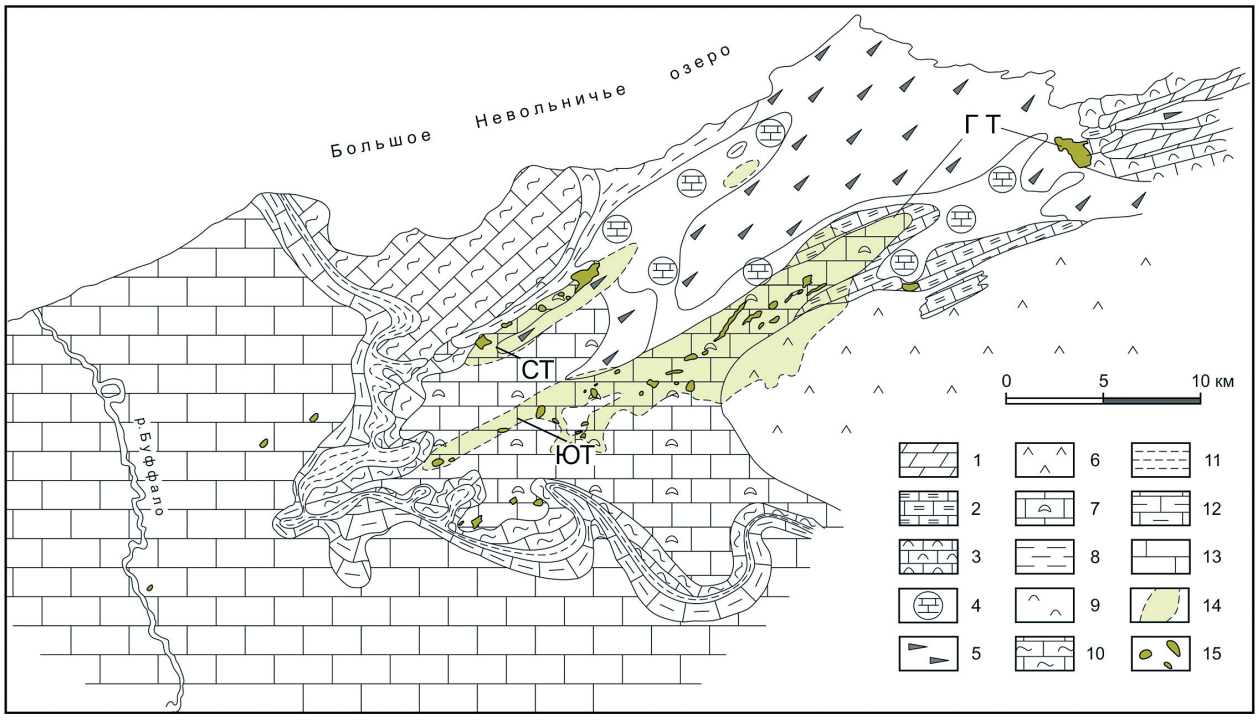


Рис. 99. Распределение рудных залежей цинк-свинцового месторождения Пайн Пойнт (Канада) в формационном ряду живетских отложений.

Формации (в целом снизу вверх):

1 — Кег Ривер — доломитовые породы. Пайн Пойнт (2—5): 2 — мелкозернистые глинистые карбонатные породы с прослоями черных сланцев; 3 — строматопоры, кораллы и брахиоподы в глинисто-обломочной матрице; 4 — обломочные карбонатные породы; 5 — черные сланцы; 6 — Мускер — сульфатно-доломитовые породы; 7 — Сульфур Пойнт — преимущественно рифогенные известняки; 8 — Буффало — серовато-зеленые глинистые породы; 9 — Винди Пойнт — органогенные известняки; 10 — Уотт Маунтинс — переслаивание известняков, доломитов и глинистых пород.

Слейв Пойнт (11—13): 11 — зеленые мергели; 12 — тонкое переслаивание глинистых и карбонатных пород; 13 — известняки.

14 — интенсивная гидротермальная доломитизация и развитие карста; 15 — свинцово-цинковые залежи (рудные тренды: СТ — Северный, ГТ — Главный, ЮТ — Южный).

Использованы данные: [Rhodes et al., 1984].

остальные Pb-Zn-Ag районы — эпиосадочные. Главная особенность руд Салливана — его образование в результате смешения чрезвычайно разнообразных флюидов осадочных пород (эвапоритов, органогенных карбонатных пород, глинистых пород, черных сланцев, кремнистых пород и пород, возникающих в результате вторичных изменений) с мантийными расплавами. Из этих расплавов кристаллизуются базитовые *Мови силлы*.

Это разнообразие исходных осадочных растворов определяет богатство и *оригинальность* руд Салливана и сопровождающих руды вторичных изменений вмещающих пород.

Из вторичных изменений особо выделяется турмалинизация, участвующая и в рудогенезе. Турмалинизация развивается в раздробленных телах (frag-



Рис. 100. Разрез через Северный Рудный Тренд месторождения Пайн Пойнт.

Отложения: 1 — карбонатные породы, в основном доломиты; 2 — рифогенные известняки; 3 — глинистые породы; 4 — преимущественно карбонатные, изредка с органогенными постройками.

Формации: ПП — Пайн Пойнт; СП — Сульфур Пойнт; Б — Буффало; ВП — Винди Пойнт; УМ — Уотт Маунтинс.

Вторичные процессы: 5 — брекчии во флюидоупоре; 6 — доломитизация, перекристаллизация и карст; 7 — свинцово-цинковое оруденение.

Использованы данные: [Rhodes et al., 1984].

mented discordant bodies), где значительны толщины силлов, особенно вдоль рифтовой оси.

Здесь же встречаются минералы марганца, что дополняет общую картину трансвапоризации; к уже перечисленным особенностям добавляется необычный состав магматических пород [Lebedev, Pinsky, 2017].

Район Салливан заключен во внутриконтинентальном карельском рифтовом бассейне Белт-Перселл, в группе формаций Олдридж. Эта группа занимает огромную территорию (200 тыс. км^2), и только 10 % этой территории принадлежит Канаде (юго-восток Британской Колумбии), а остальная — штатам Монтана и Айдахо в США. Здесь же расположены два других гигантских по запасам района: Кур д'Ален и Бьютт (**рис. 101**).

Суммарная толщина группы формаций достигает 10—12 км. Рудная залежь находится в самой верхней части формации Нижний Олдридж непосредственно ниже ее контакта с формацией Средний Олдридж, где выделяются реперные черносланцевые отложения толщиной более 20 м (**рис. 102**). *Мови силлы*, к которым часто и приурочены руды, составляют больше 30 % формаций Олдридж.

Разрез рудоносного района асимметричен: к западу толщина продуктивных отложений увеличивается, в результате чего формируется Салливанский суббассейн, характеризующийся еще лучшими свойствами как песчаных, так и карбонатных резервуаров.

Суббассейн Салливан (13 × 5 км) также в плане ассиметричен, и его западная часть шириной до 1 км с синседиментационными разломами и интенсивными гидротермальными изменениями включает 70 % запасов руд. Эта самая

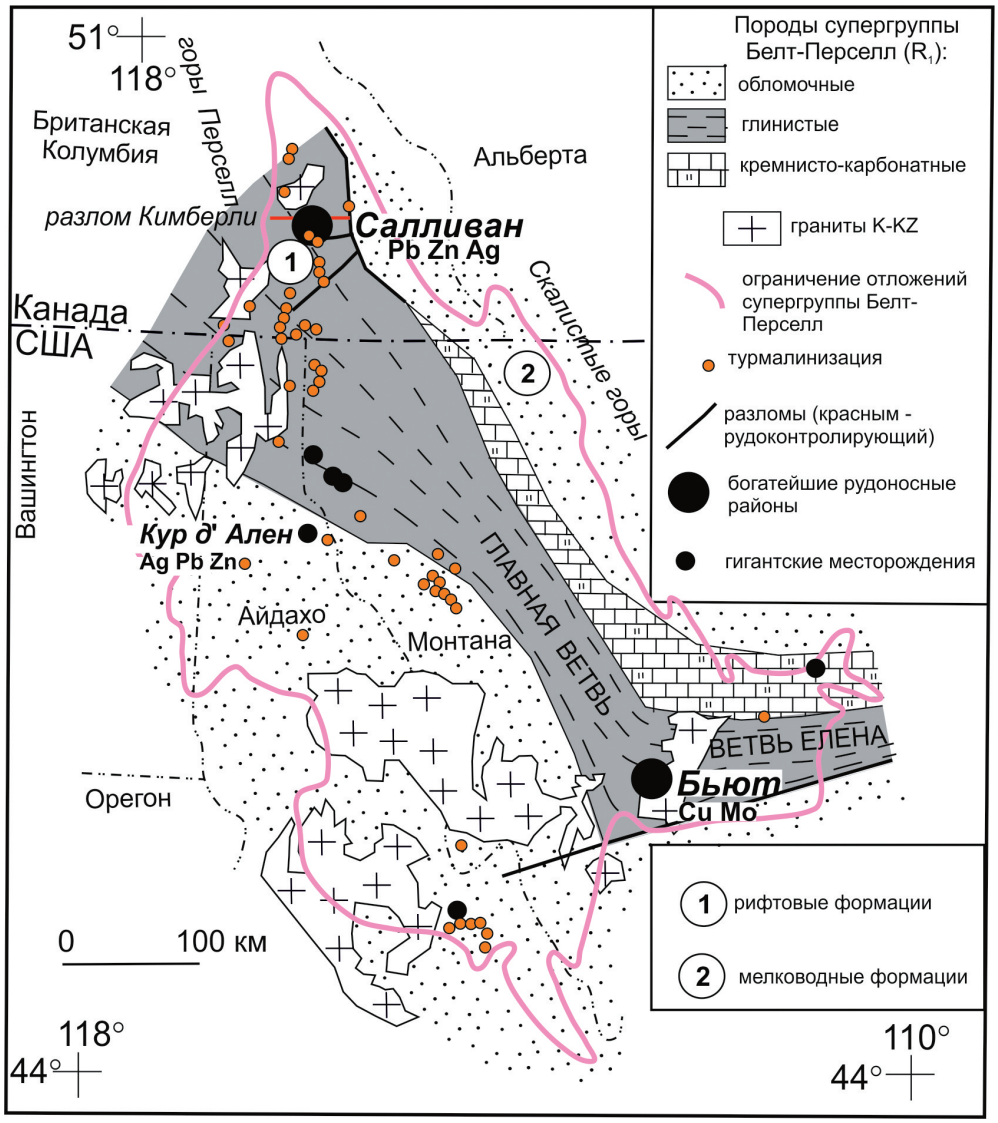


Рис. 101. Свинцово-цинково-серебрянорудный район Салливан.
Канада, бассейн Белт-Перселл.
Использованы данные: [Lydon, 2007, с изменениями].

богатая территория называется *Коридор Салливан-Северная Звезда*. Именно здесь находится пересечение рудоконтролирующего разлома Кимберли с рассматриваемым *Коридором*. Восточнее Коридора находится его стратиграфический эквивалент — *Концентратор Хилл Горизонт,* вероятно, плюмового происхождения (**рис. 103, А**). На **рис. 103, Б** показано расположение рудных тел месторождения Салливан в зоне вторичных изменений вмещающих вулканогенно-осадочных пород.

Ниже залежи в разрезе преобладают глинистые породы, подвергшиеся интенсивной турмалинизации, которая продолжается на глубину до 450 м, и прорезанные габброидами Главного Силла и более поздними рудными жилами (пирротин, сфалерит, галенит, арсенопирит, халькопирит), а еще ниже по разрезу — безрудными кварцевыми и кальцитовыми жилами [Lydon, 2007].

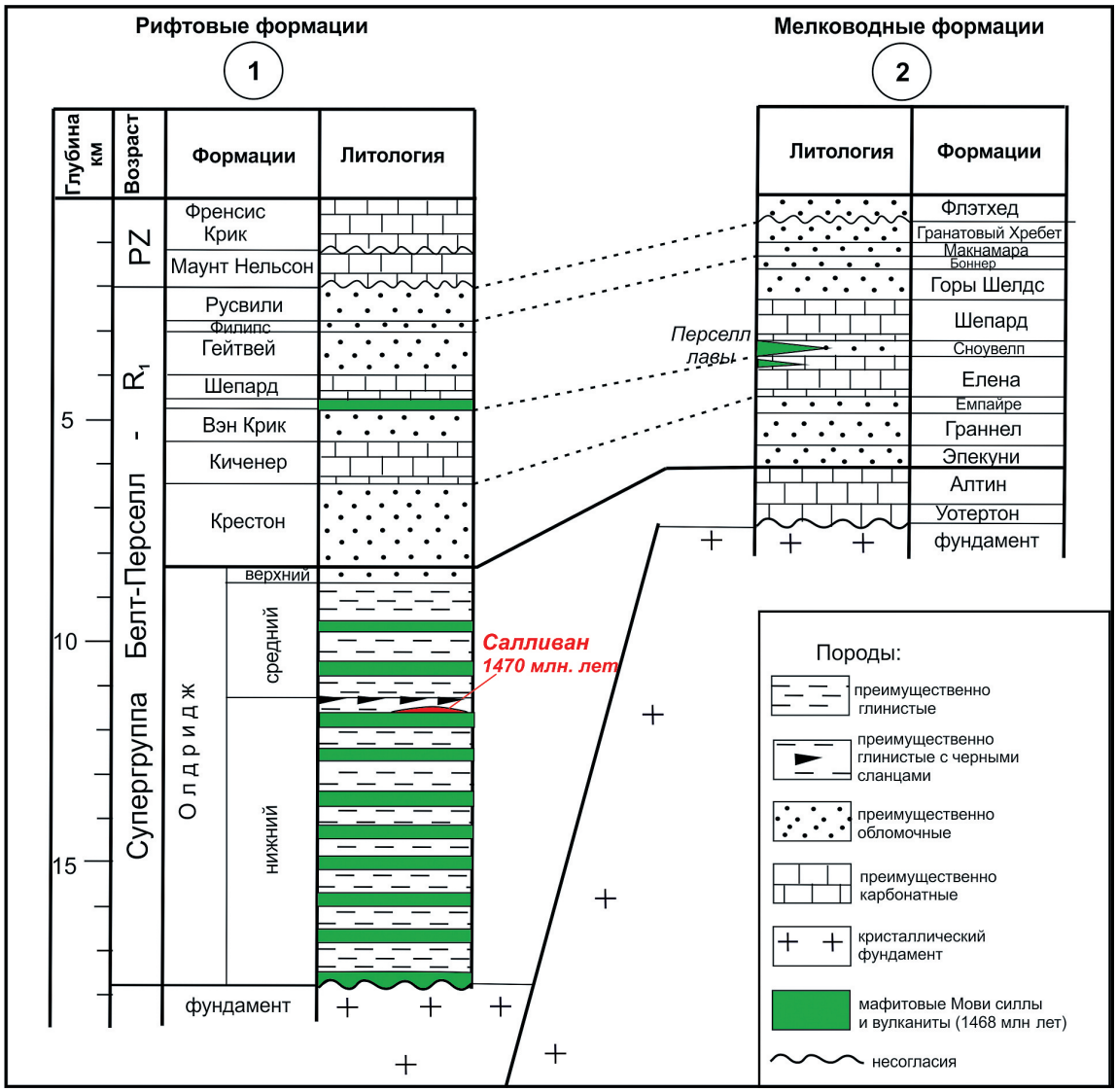


Рис. 102. Литолого-стратиграфическая корреляция рифтовых (1) и мелководных (2) формаций супергруппы Белт-Перселл (R_1).

Использованы данные: [Lydon, 2007, с изменениями].

Очень важно, что благодаря высокой скорости седиментации (до 500 м/млн лет), т. е. с быстрым увеличением температуры и давления, существенно монтмориллонитовые глинистые породы, слагающие этот разрез, дольше сохраняют свои первично высокие флюидоупорные свойства. Это способствует в том числе возникновению аномально высоких пластовых давлений, и, как следствие, формированию богатых руд с помощью трансвапоритового механизма. Возраст рудогенеза определяют как 1,47 млрд лет, возраст силлов 1,47—1,43, 1,45 и 1,38 млрд лет.

Запасы месторождения Салливан на 2001 год составляли 162 млн т руды, при средних содержаниях Zn — 5,86 %, Pb — 6,08 %, Ag — 67 г/т, что дает 9,8 млн т Pb, 9,5 млн т Zn и 10850 т Ag. Для сравнения, в месторождении Кур д'Ален содержится 7,4 млн т Pb, 2,9 млн т Zn и 35600 т Ag.

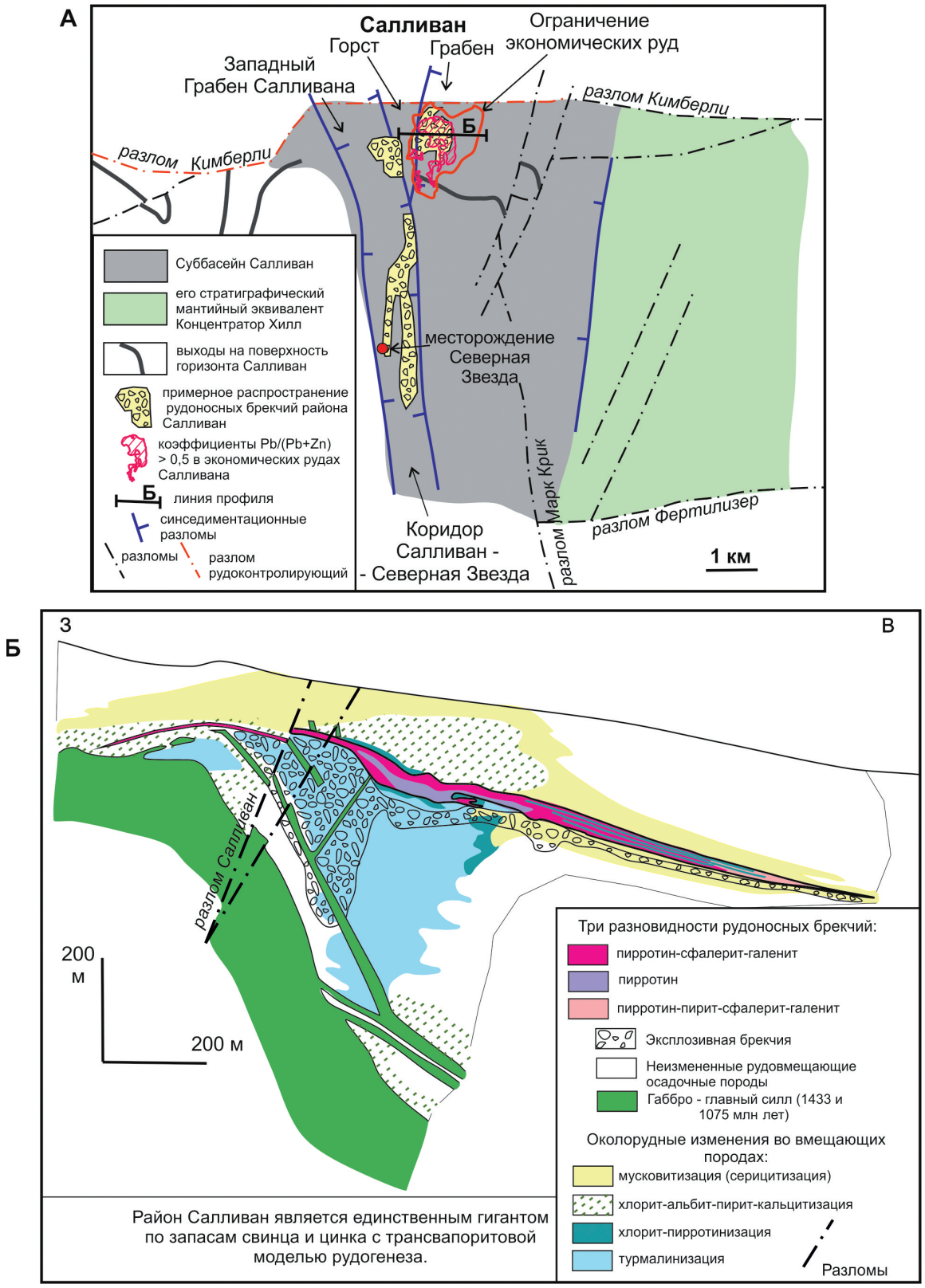


Рис. 103. Главные факторы рудогенеза в свинцово-цинково-серебрянорудном районе Салливан.

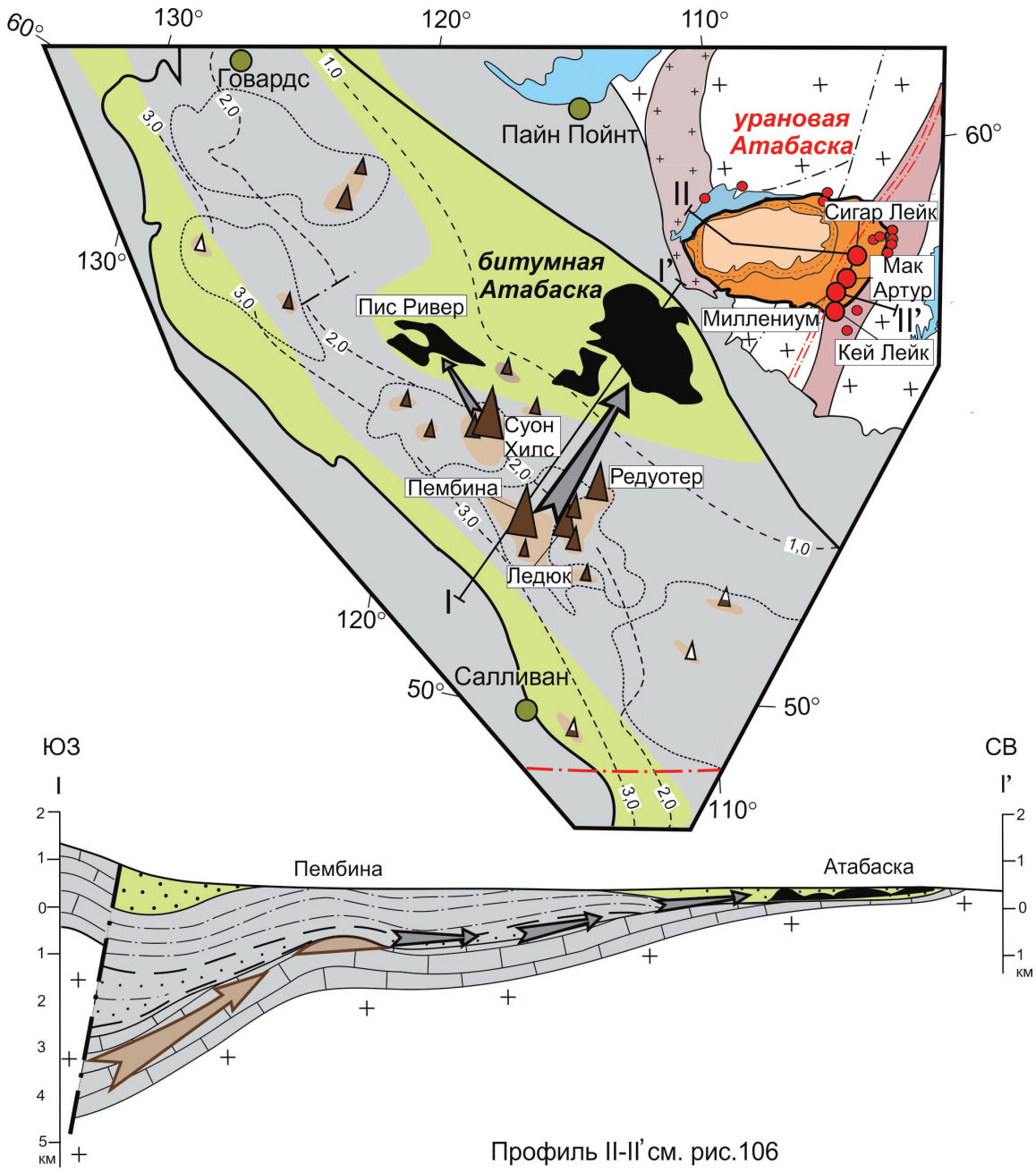
А — карта территории Коридор Салливан-Северная Звезда, Б — поперечный профиль через рудные тела месторождения Салливан.

Использованы данные: [Lydon, 2007, с изменениями].

5.4. Урановорудный район Атабаска

Урановорудный эпиосадочный район Атабаска в Канаде (**рис. 104** и **105**) очень знаменит, что выражается в грандиозном числе публикаций и разнообразии версий о происхождении руд.

Мы не будем перечислять эти версии, а ограничимся только одной из них, которая важна прежде всего в связи с тематикой нашей книги. Дело в том, что впадина Атабаска долгое время была нефтегазоносным бассейном (максимум нефтегазонакопления был 1,65 млрд лет назад), причем, видимо, очень богатым, с длительной историей развития. Сначала это был обычный нефтегазоносный бассейн с преимущественно легкими нефтями, но с ходом времени нефти становились все более тяжелыми; в начале тектонической активизации



Профиль II-II' см. рис.106

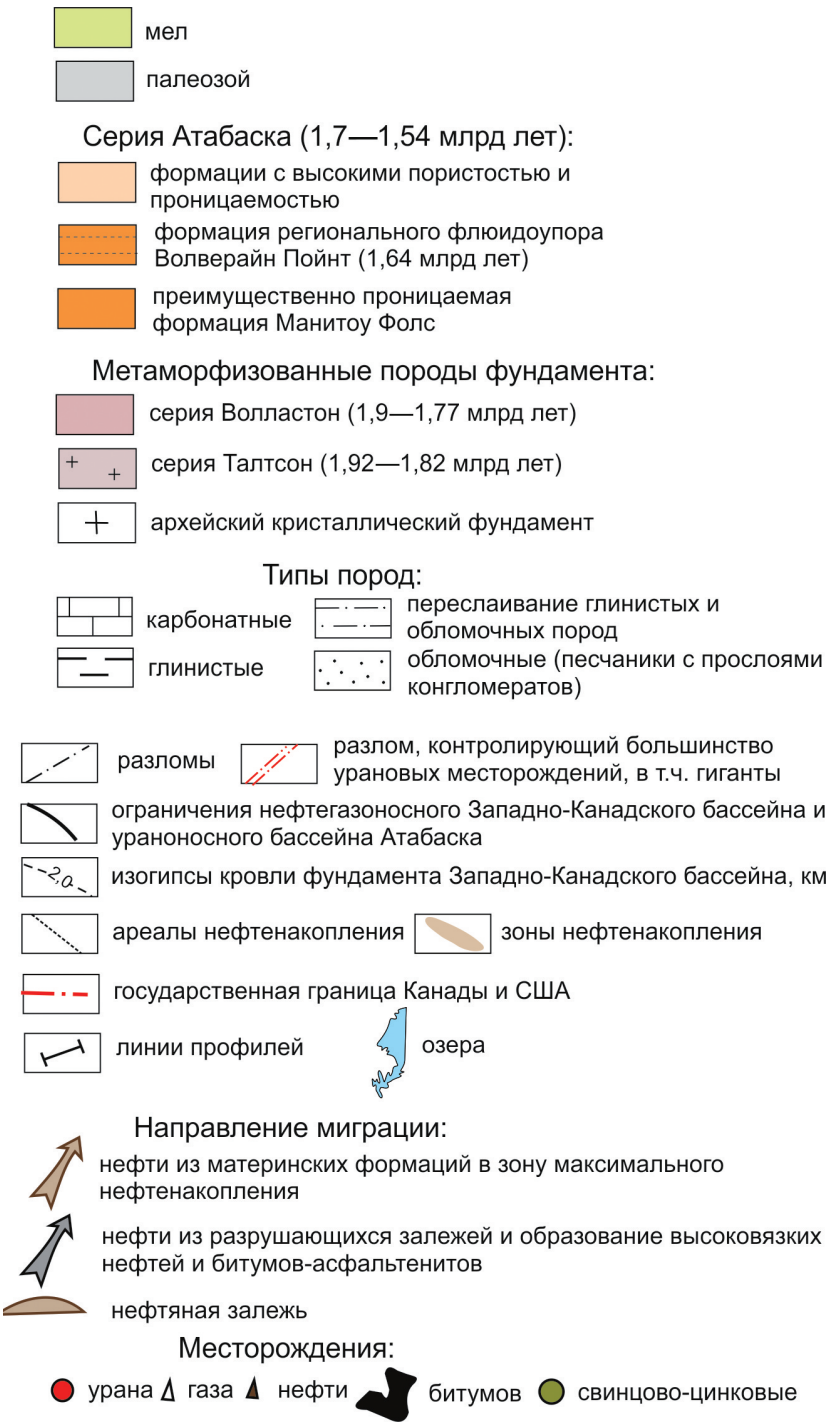


Рис. 104. Две канадских Атабаски.

Древняя урановосная впадина Атабаска и кайнозойское скопление битумов на востоке фанерозойского Западно-Канадского полиметального бассейна.

Использованы данные: [Alexandre et al., 2014; Beyer et al., 2012; Cloutie et al., 2009; Cui et al., 2012; Dembicki, Machel, 1996; Derome et al., 2005; Dieng et al., 2015; Jefferson et al., 2007; Li et al., 2017; McKeough, 2013].

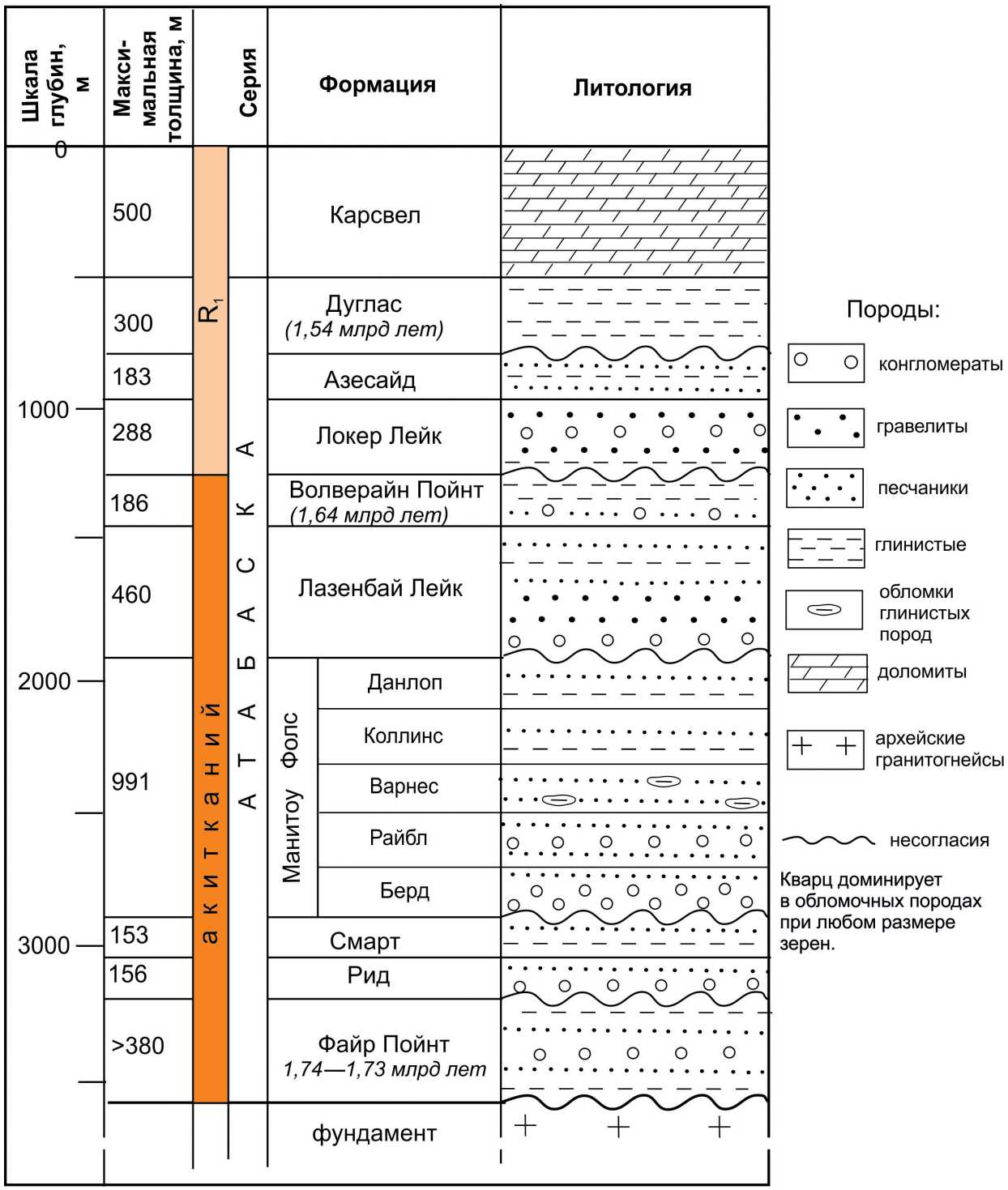


Рис. 105. Литолого-стратиграфическая колонка урановорудного района Атабаска.

Использованы данные: [Jefferson et al., 2007].

бассейна (около 1,61 млрд лет) в нефтеносные коллекторы внедрялись газовые струи, и в результате их смешения с нефтью отлагались битумы-асфальтениты. В процессе последующего рудогенеза они и стали основой для урановых месторождений (**рис. 106**).

По мере усиления активизации, около 1,6 млрд лет назад из глубоких частей фундамента (а также из чехла) поступали разнообразные флюиды: из глинистых и черных сланцев, из кварцевых песчаников и конгломератов. Они смешивались с расплавами мафитов и щелочных пегматитов, следствием чего и стал мощный урановый рудогенез. Ураноносные растворы, реагируя с битумами, формировали руды, по большей части сложенные урановыми смолками. Рудоотложение контролировалось разломами восточной части впадины. Многочисленные вторичные изменения (хлорит, кварц, турмалин, иллит, диккит, брекчии) вместе с типами и генетическими моделями рудогенеза продемонстрированы на **рис. 107** и **108**.

Поскольку рудовмещающие породы, будучи метаморфизованными, обладали низкой пористостью, то для формирования рентабельных руд требовалась высокая концентрация урана. Вот почему в обоих месторождениях такие большие запасы: в месторождении Сигар Лейк 150 тыс. т урана, а в месторождении Мак Артур Ривер даже 200 тыс. т. Всего в районе запасы урана насчитывают 520 тыс. т, а ресурсы U блока Волластон — 500 тыс. т, блока Талтсон — 400 тыс. т.

Несмотря на длительные разведку и разработку, а также открытия все новых месторождений, ресурсы впадины Атабаска еще далеко не исчерпаны, и требуются новые идеи и новые методики поисковых работ. Подчеркнем еще, что восточная часть впадины Атабаска очень интенсивно поднималась, так что сейчас руды находятся у самой поверхности (см. **рис. 106**), а во время рудогенеза были на оптимальной глубине 2—2,5 км.

Заметим еще, что три самых богатых ураноносных района мира (канадская Атабаска, австралийские Джабилука и Олимпик Дам) имеют одинаковый возраст — около 1,6 млрд лет, что свидетельствует о глобальности главной ураноносной эпохи. Ввиду исключительного военного значения урана, развитие «урановой геологии» заметно опережало разработку концепций рудогенеза других металлов, и поэтому знание месторождений Атабаски считалось обязательным для геологов.

Добавим, что руды в несогласиях часто переходят в руды фундамента (см. **рис. 107**), при сохранении высокой концентрации урана. Знание этой закономерности может помочь поискам новых рудоносных районов, причем не только для урана, но и для других металлов, поскольку сейчас проблема рудоносности фундамента стала особо важной.

5.5. Ртутный район Альмаден

Ртутный район Альмаден в Испании (**рис. 109**) обладает выдающейся контрастностью — почти половина мировых запасов ртути (250 тыс. т) заключена в блоке объемом всего 450 × 600 × 50 м^3 [Saupe, 1990]. Мы считаем, что

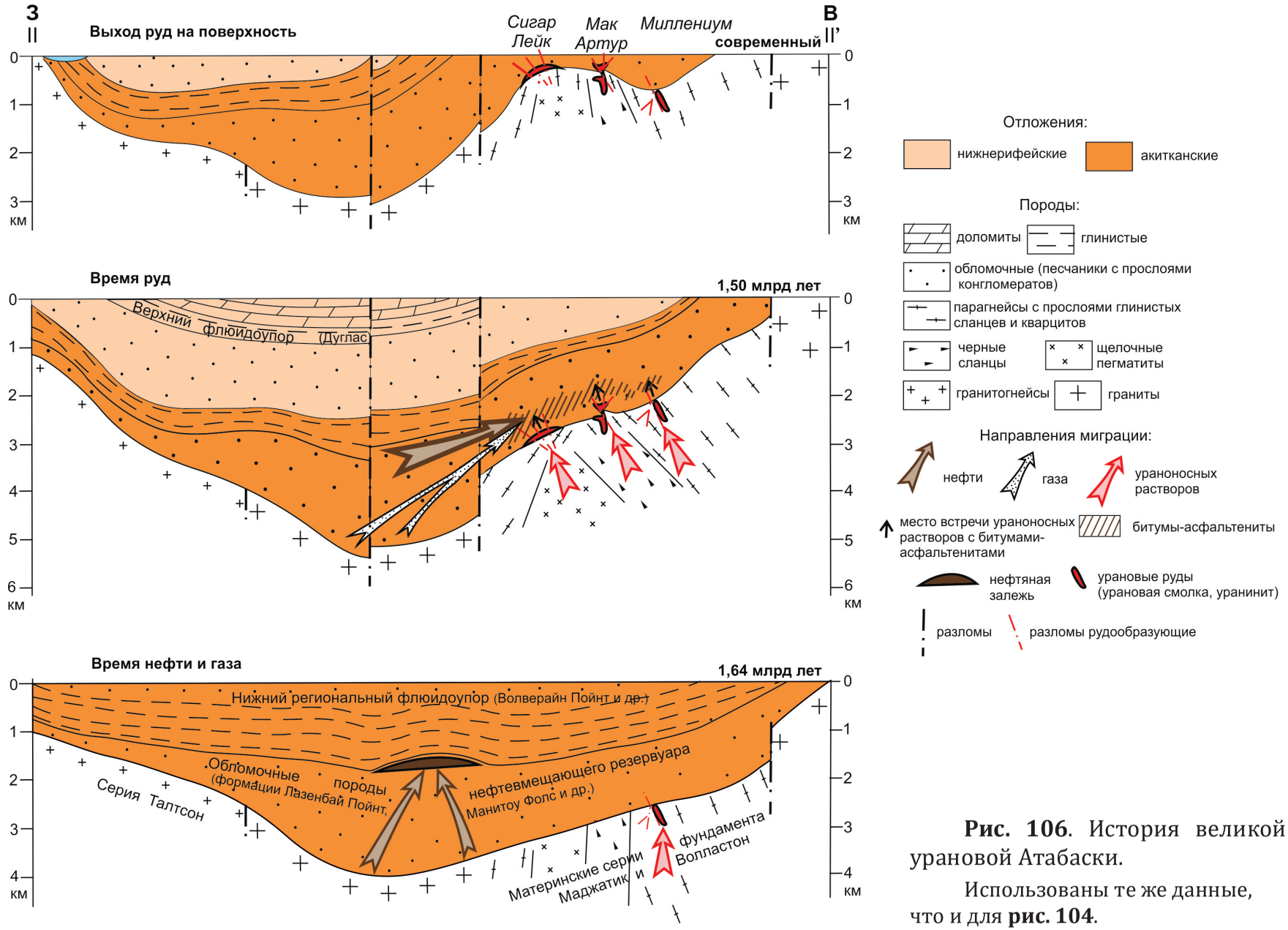


Рис. 106. История великой урановой Атабаски.

Использованы те же данные, что и для **рис. 104**.

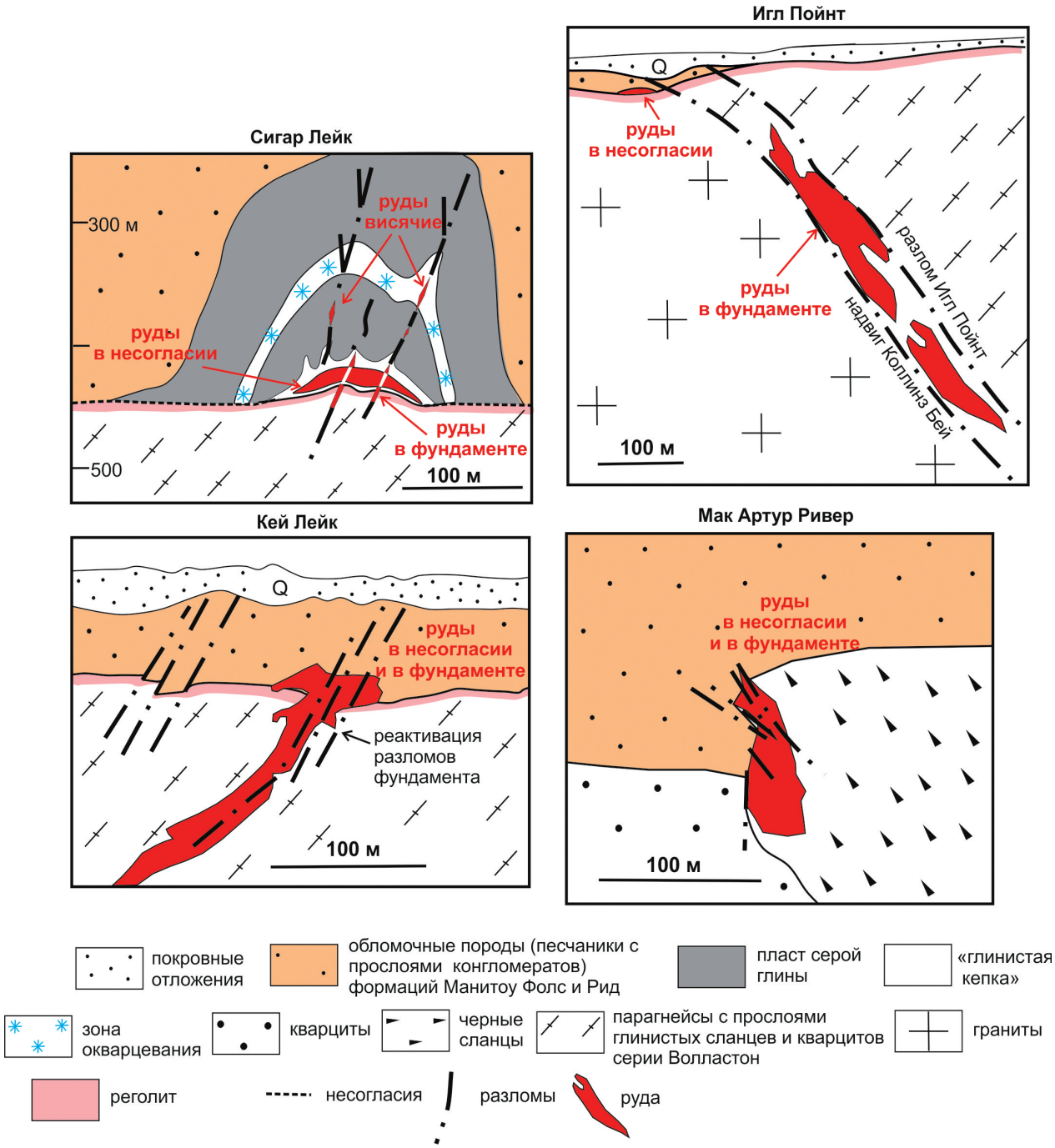


Рис. 107. Главные месторождения на востоке урановорудного района Атабаска. Использованы те же данные, что и для рис. 105.

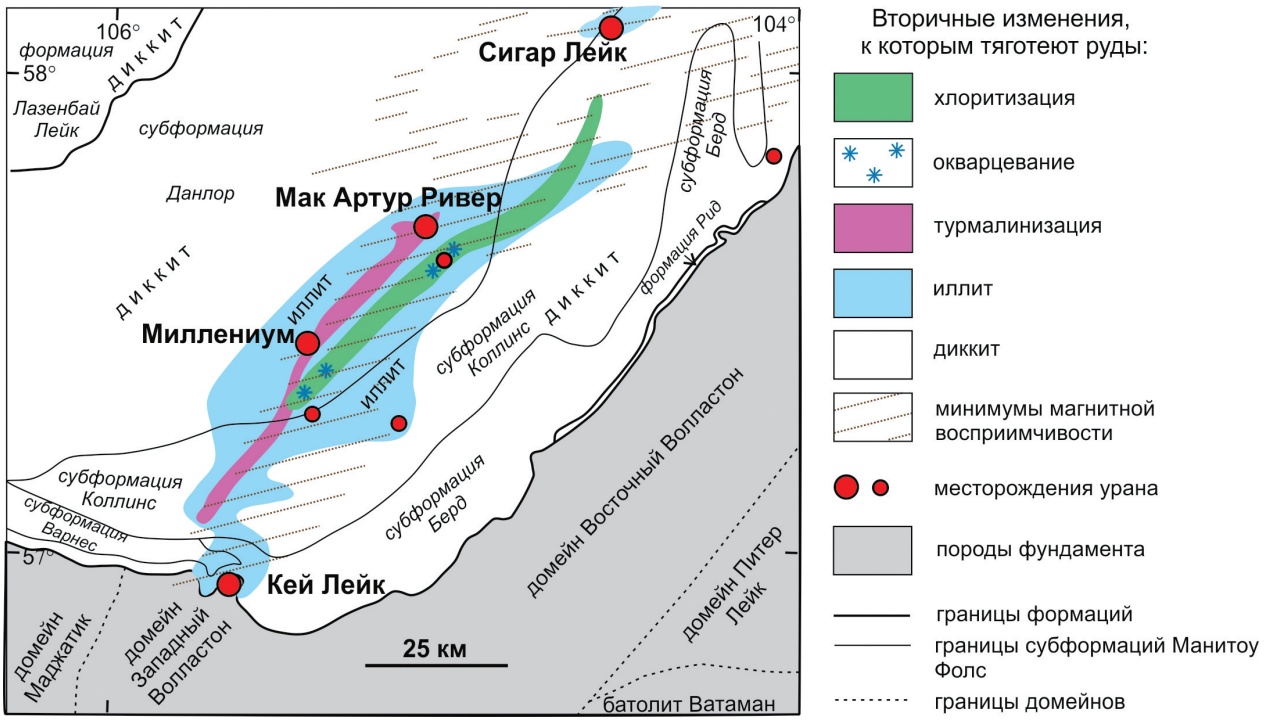


Рис. 108. Ключевая формация Манитоу Фолс и ее руды.
Использованы данные: [Jefferson et al., 2007].

такой феномен возможен только при трансвапоризации и только в кварцевых песчаниках, сохраняющих пористость больше 30 % и проницаемость больше 0,01 мкм^2 на глубине 2,0—2,5 км [Лебедев, 1992].

В синклинали Альмаден представлен полный разрез ордовика и силура толщиной 4 км [Higueras et al., 2013]. Разрез включает две глобальные черносланцевые формации (нижнеордовикскую и нижнесилурийскую, то есть относящиеся к бесапанскому времени), а также пять пачек кварцевых песчаников, чередующихся с глинами. Этот разрез стал нефтеносным с главным продуктивным интервалом — третьей песчаной пачкой Крайдеро (нижний силур) с высокой эффективной пористостью (**рис. 110**).

Начавшаяся с конца силура активизация и внедрение примитивных базальтов привели к рассеянию нефтеносности и заполнению песчаных резервуаров рассолами, а потом и рудой.

В позднем силуре и девоне формируется осадочно-вулканогенная толща с многочисленными базальтовыми силлами, ставшая региональным флюидоупором и определившая распространение аномально-высоких пластовых давлений. В итоге произошло смешение растворов с расплавами и осаждение ртути как из смешанного флюида, так и из черносланцевых формаций, что подтверждено изотопными данными [Eichmann et al., 1977; Higueras et al., 2013; Saupe, Arnold, 1992].

Во время этого мощного смешения мантийных и коровых флюидов в ряду магматических пород образуется знаменитая «Фрайлеска» — диатремы с разным составом обломков и цементом из лапиллиевых туфов. Обильны экспло-

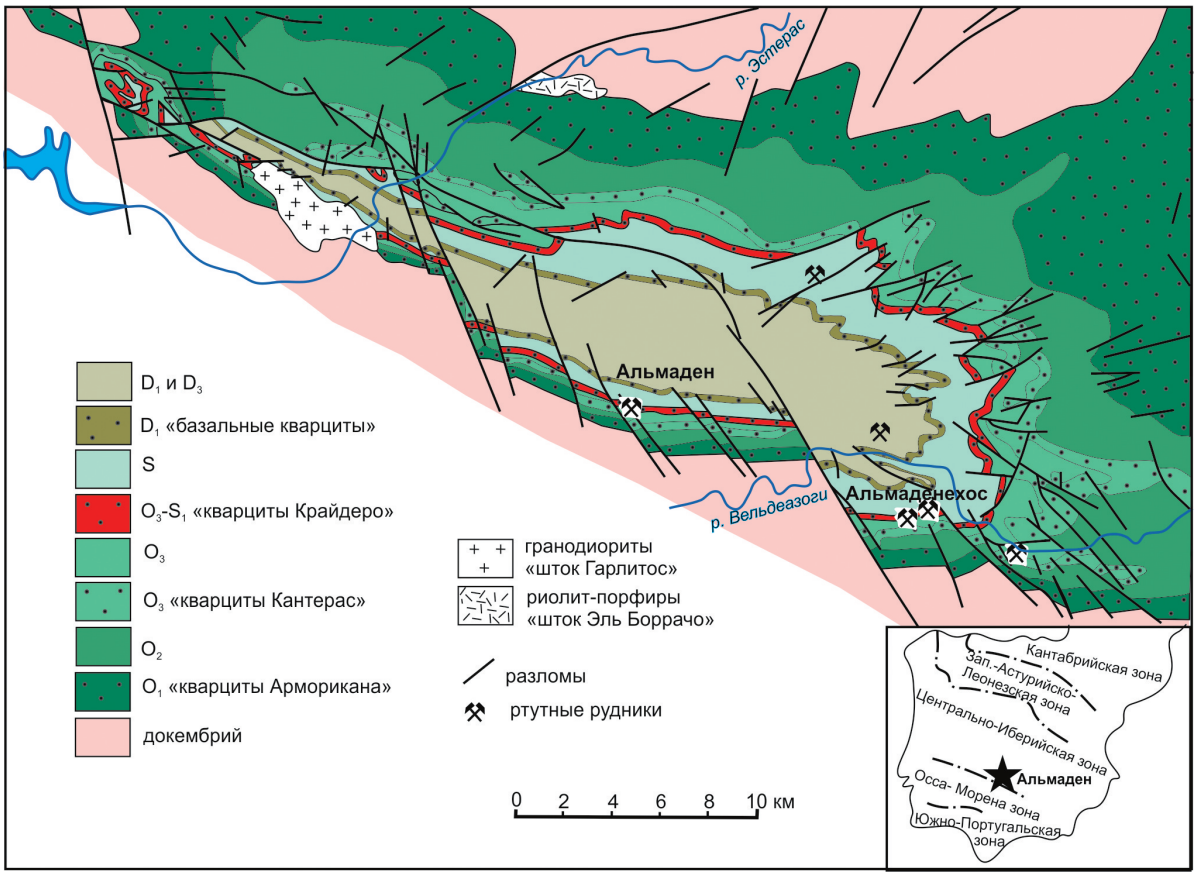


Рис. 109. Геологическая карта синклинали Альмаден (Испания, Новая Кастилия). Использованы данные: [Palero-Fernandez, 2015].

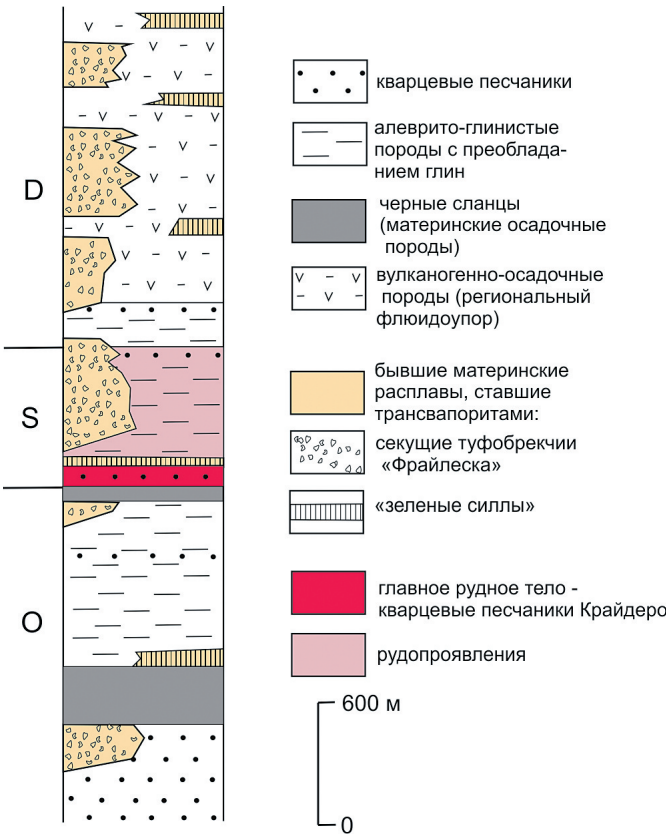


Рис. 110. Литолого-стратиграфическая колонка нижне-среднепалеозойских отложений, вмещающих гигантское ртутное месторождение Альмаден.

Использованы данные: [Higueras et al., 2013].

зивные брекчиевые структуры — явное следствие аномально-высоких давлений (**рис. 111**).

Столь ярко выраженная трансвапоризация определяет, в том числе, относительно короткую длительность рудогенеза (меньше двухсот тысяч лет) в середине среднего девона — около 380 млн лет назад.

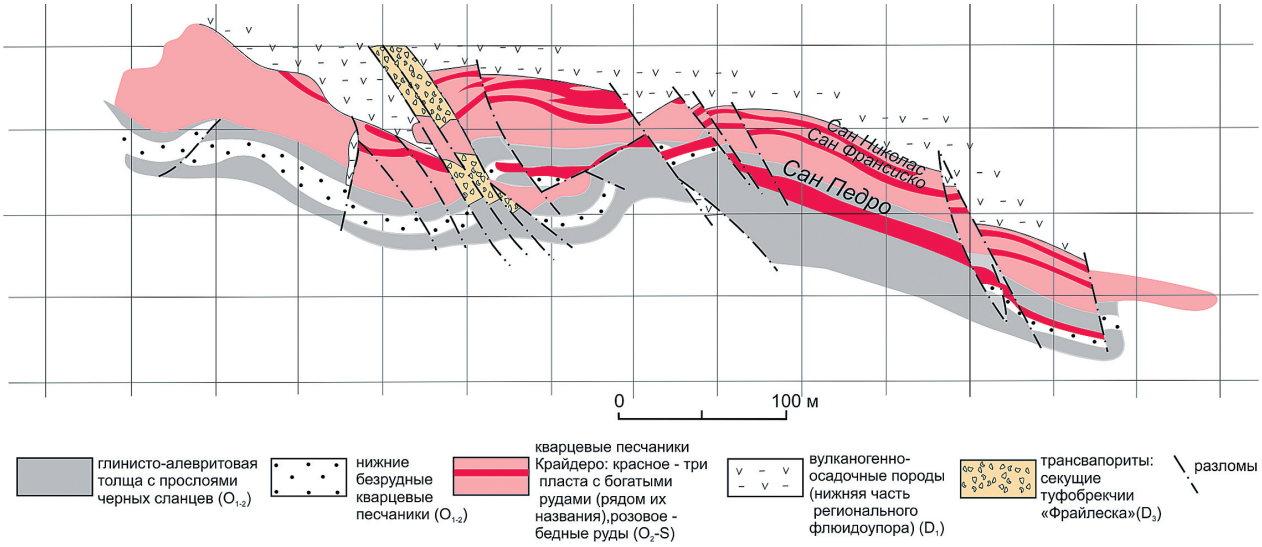


Рис. 111. Разрез через месторождение Альмаден.
Использованы данные: [Palero-Fernandez et al., 2015].

Именно в таких условиях, как мы считаем, происходит максимальное извлечение металлов из материнских пород. Еще отметим, что максимум герцинского метаморфизма приходится на 335 млн лет [Higueros, 2013], именно тогда кварцевые песчаники превратились в кварциты.

Описание месторождения Альмаден проведено нами по серии блестящих публикаций, составленных испанскими геологами, когда по экологическим причинам была запрещена добыча ртути, и когда было принято решение сделать Альмаден историко-туристическим памятником. Кстати, как местность вблизи Альмадена, так и руды (киноварь) и вмещающие породы (та же «Фрайлеска») очень красивы, что вместе с оригинальным генезисом привлекает внимание не только геологов.

5.6. Свинцоворудный район Вибурнум Тренд

Рудоносный эпиосадочный район Вибурнум Тренд в США, который является самым большим в мире по запасам свинца (48 млн т), назван по одноименному гигантскому месторождению свинца Вибурнум. В качестве примесей здесь Zn (9 млн т, причем соотношение Pb/Zn > 5), Ag (1600 т), а также Cu, Cd, In. Руды относятся к Типу Долины Миссисипи, для которого характерно образование месторождений из сверхкрепких рассолов, аккумулирующихся за счет гравитации в глубоких частях нефтегазоносного бассейна. Когда в бассейне возникают аномально высокие пластовые давления, начинает действовать *компрес-*

сионный механизм массопереноса, в результате чего рассолы с растворенными металлами поднимаются вверх, и при смешении с менее минерализованными водами происходит осаждение руд [Аплонов, Лебедев, 2010; White, 1968].

Район Вибурнум Тренд (**рис. 112**) образован, как и многие другие, в палеозойских (кембрий-ордовик) отложениях Северо-Американской платформы. Он расположен на юго-востоке штата Миссури между крупными нефтегазоносны-

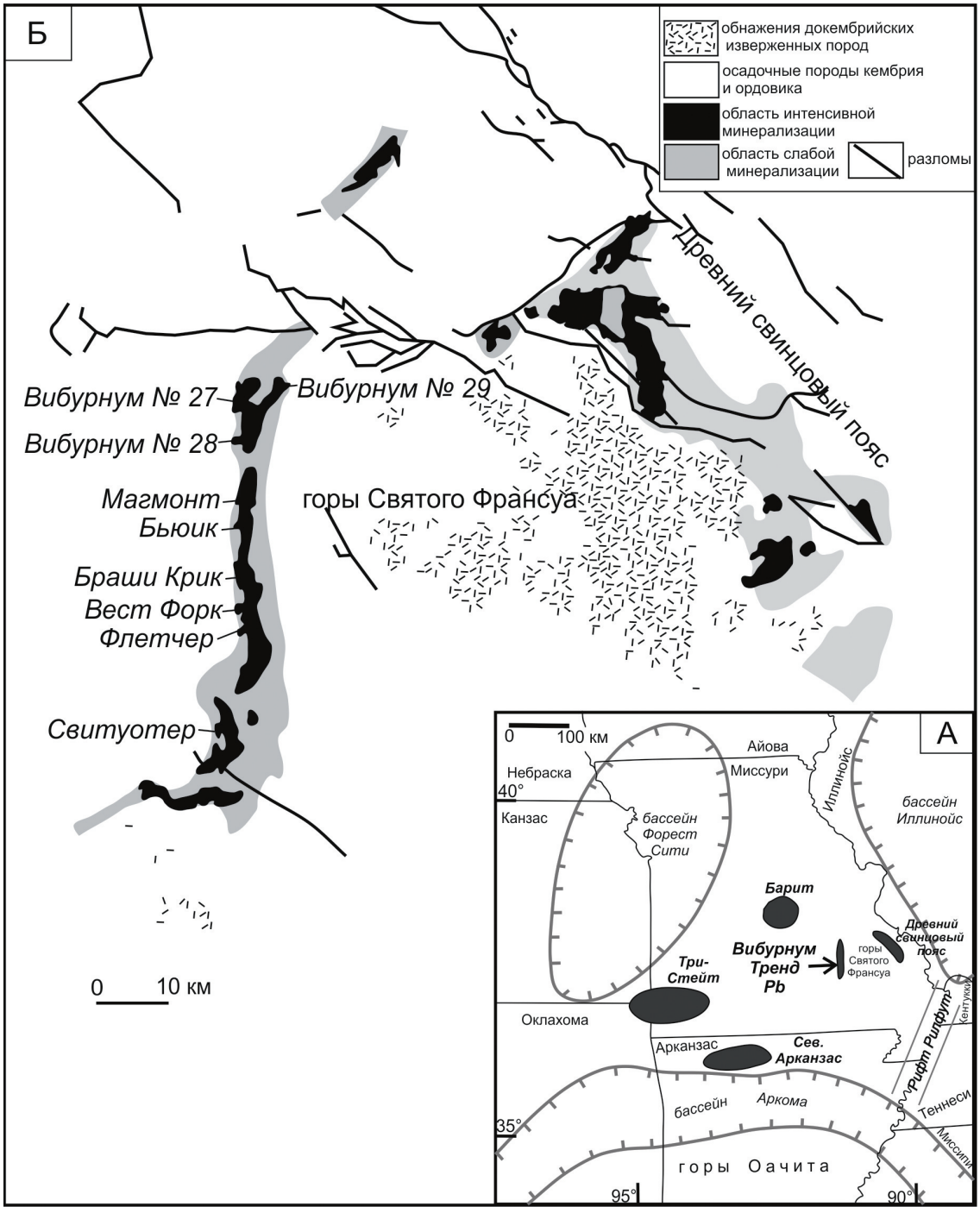


Рис. 112. Богатейший свинцоворудный район Вибурнум Тренд.
А — положение района на ЮВ Миссури, Б — рудные гиганты в пределах района.
Использованы данные: [Cavender et al., 2016; Hagni, 2018].

ми бассейнами Иллинойс, Форест Сит и Аркома [Cavender et al., 2016; Hagni 2018] и демонстрирует сделанный ранее нами [Аплонов, Лебедев, 2010] вывод, что «*массовому образованию гигантских рудных месторождений в осадочном бассейне обязательно должен предшествовать этап столь же мощной нефтегазоносности*». Теперь уже очевидно, что этот генезис свойственен большинству гигантских свинцово-цинковых, в том числе с серебром, месторождений почти во всех странах мира, хотя, разумеется, существуют и другие точки зрения.

Самые большие месторождения, как правило, бывают приурочены к рифогенным постройкам, где в результате доломитизации, а затем выщелачивания карбонатов возникает высокоемкое и проницаемое пустотное пространство [Crocetti et al., 1988; Goldhaber et al., 1995]. В Северной Америке, как в США, так и в Канаде, таких рудоносных рифовых построек очень много в кембрийских и верхнедевонских отложениях, причем часто наследуются пустоты, которые сохраняются от бывших залежей нефти (**рис. 113**).

Заметим, что вследствие такого наследования на опубликованных черно-белых фотографиях бывает трудно отличить морфологию углеводородных и рудных залежей. И если по поводу происхождения конкретных месторождений можно спорить до бесконечности, тот факт, что все свинцово-цинковые месторождения несут черты Типа Долины Миссисипи, ни у кого сомнений не вызывает.

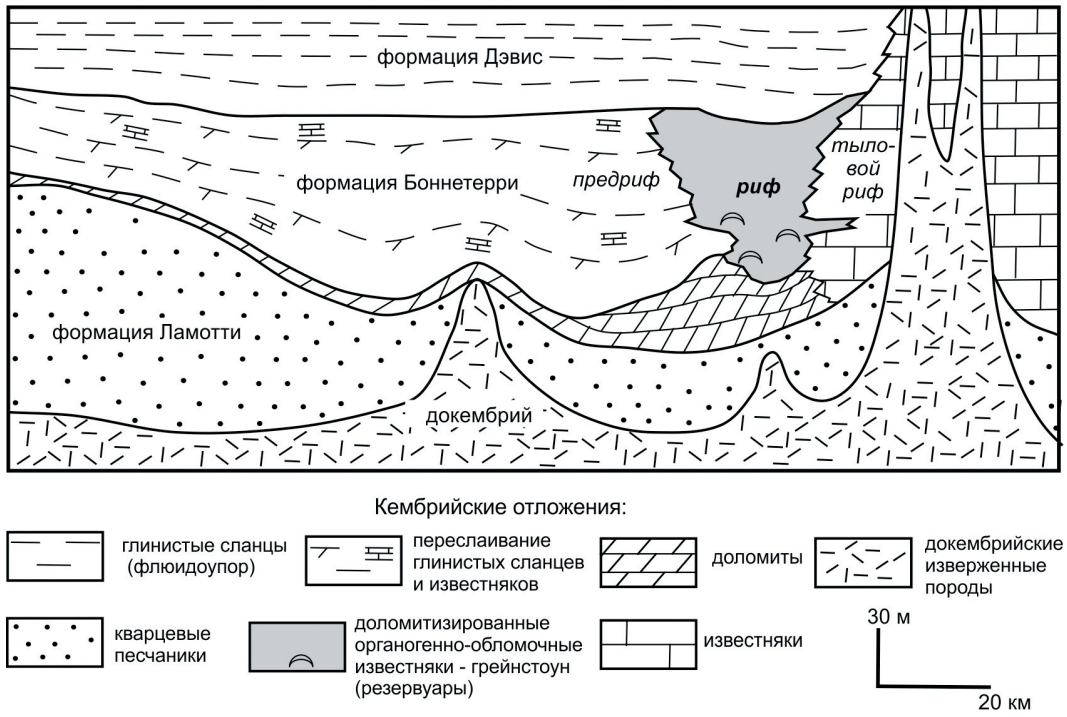


Рис. 113. Гигант Вибурнум. Поперечный разрез кембрийских продуктивных отложений.

Использованы данные: [Crocetti, Holland, 1989; Goldhaber, 1995; Hagni, 2018].

5.7. Серебряно-меднорудный район Любин

Запасы серебра в серебряно-меднорудном районе Любин в Польше (**рис. 114**) — самые большие в мире (140 тыс. т). *Оригинальна* ассоциация металлов: серебра и меди (запасы меди 50 млн т).[3]

Главной отличительной чертой данного трансвапоритового района является участие в рудогенезе нескольких неравновесных флюидов. Мы насчитали, как минимум, восемь источников таких флюидов: два из черных сланцев

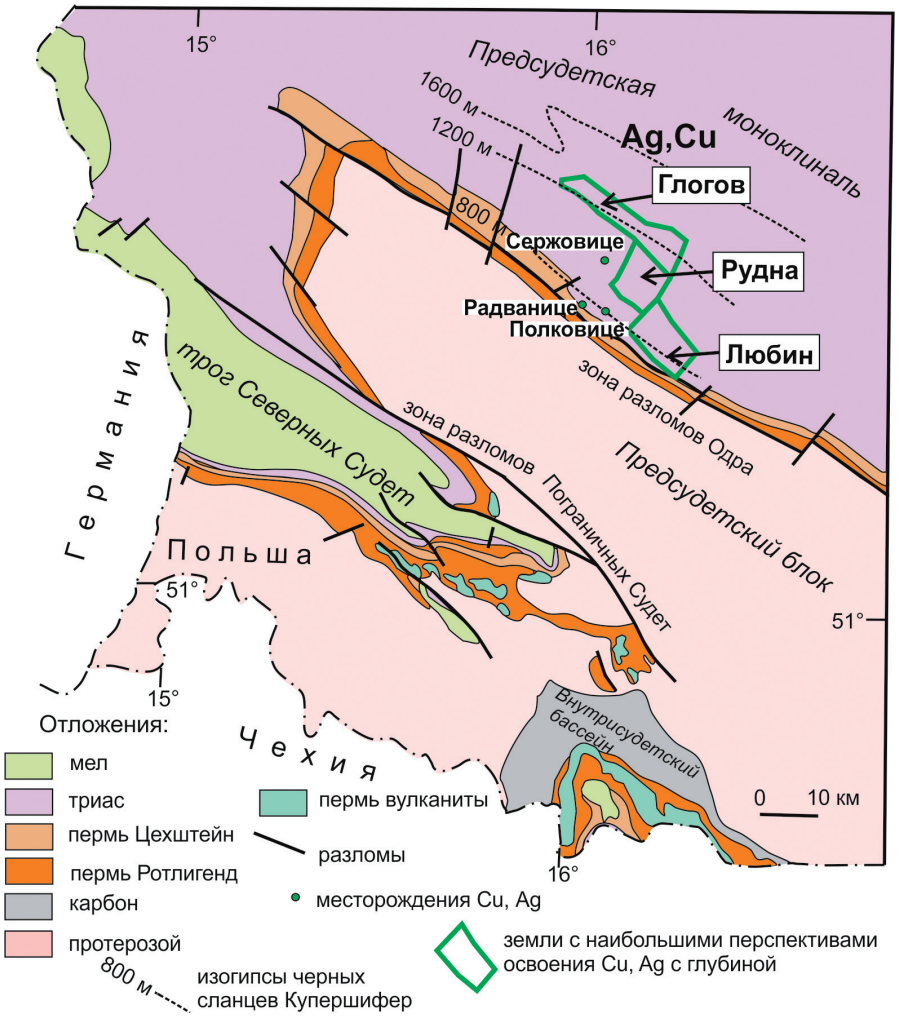


Рис. 114. Тренд рудоносности в польском гиганте Любин.

В направлении от Любина до Глогова при очень пологом погружении продуктивных интервалов разреза растут перспективы осваиваемых залежей, особенно серебряных.

Использованы данные: [Kupferschiefer-Zechstein… // PorterGeo; Mining and enrichment // KGHM Corporate Website].

---

[3] Предваряя всё дальнейшее, для улучшения структуры изложения полезно было **именно здесь** указать, что польский *Любин* в Предсудетской мульде — это не что иное, давным-давно известные германские черные медистые сланцы *Купфершифер* (Kupferschiefer) в предгорьях Гарца — только еще более богатые. Поскольку уникальному горизонту *Купфершифер* посвящена громадная литература, далеко не лишним было бы сослаться здесь на полезный обзор в нашей книге по геохимии черных сланцев [Юдович, Кетрис, 1988, с. 107—110]. — *Примечание Издателя.*

Купершифер (пермь) до и после сульфидизации, два из ротлигенда (нижнего вулканогенно-терригенного и верхнего терригенного), по одному из цехштейна (верхнего доломита и ангидритов), ну и, разумеется, снизу из допермского фундамента и из рассолов, аккумулирующихся в основании бывшего нефтегазоносного бассейна (**рис. 115**).

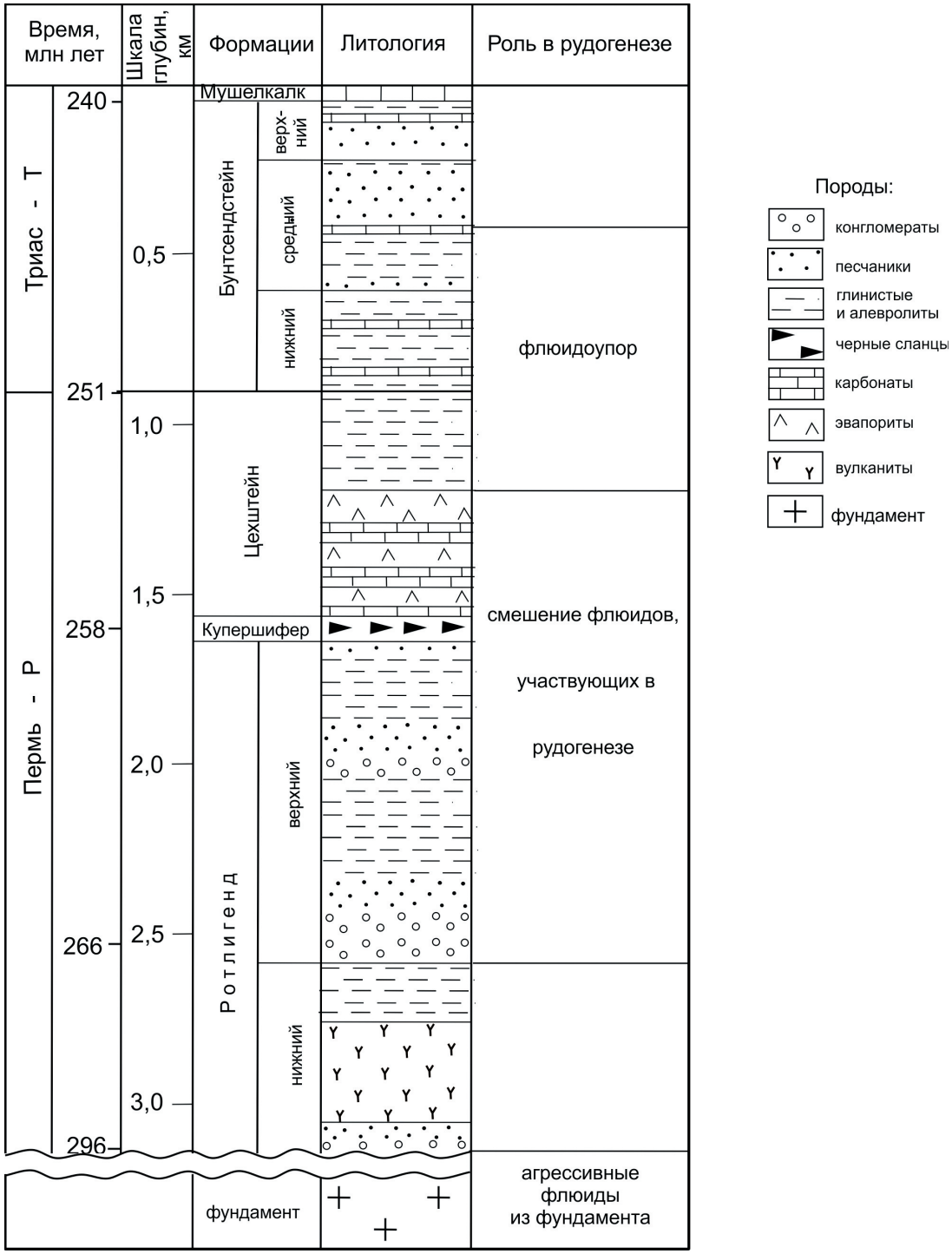


Рис. 115. Рудогенез в районе распространения черных сланцев Купершифер.
Показано смешение различных неравновесных флюидов.
Использованы данные: [Borg et al., 2012; Zientek et al., 2015].

Прекрасная изученность и высокий уровень разведанности позволяет не только обосновать большие запасы руд, но и охарактеризовать черты генезиса, в частности, зависимость между современным распределением медных и серебряных руд и участием в рудогенезе материнских пород, резервуаров и флюидоупоров (**рис. 116**).

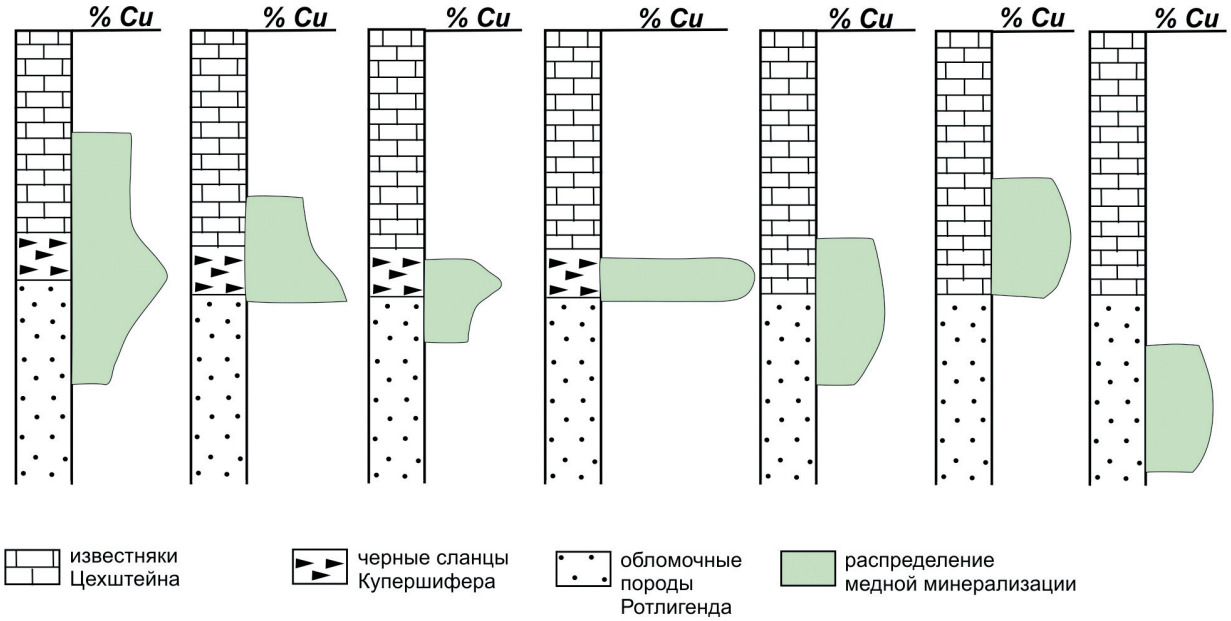


Рис. 116. Определяющая роль черных сланцев Купершифер в рудогенезе Любинского гиганта.

Наличие в разрезе пермской черносланцевой формации Купершифер определяет разнообразие геохимических обстановок, а среди них тех, в которых образуются богатейшие руды Ag и Cu.

Использованы данные: [Borg et al., 2012].

Самое главное, что эти результаты получены, в первую очередь, благодаря глубокому изучению польских гигантских месторождений (см. **рис. 114**). Более того, черные сланцы Купершифер стали эталоном при трактовке генезиса руд практически для всех районов, рассматриваемых в этой книге.

5.8. Полиметальный район Пебл Коппер

Район Пебл Коппер находится в Южной Аляске, приурочен к юрско-меловому вулканогенно-терригенному флишу Кахилтна, и его богатая рудная зона покрыта ледниковыми отложениями. Этот район содержит 3340 т Au (первое место в мире среди медно-молибденовых месторождений), 2,5 млн т Mo (одно из первых мест в мире), и 36,6 млн т Cu, то есть *оригинальность* его заключается в том, что по суммарным запасам перечисленных металлов район является одним из самых богатых в мире (**рис. 117, А**).

Вообще медно-молибденовых гигантов в Северной и Южной Америке очень много, и они характеризуются большим разнообразием. Гигантские за-

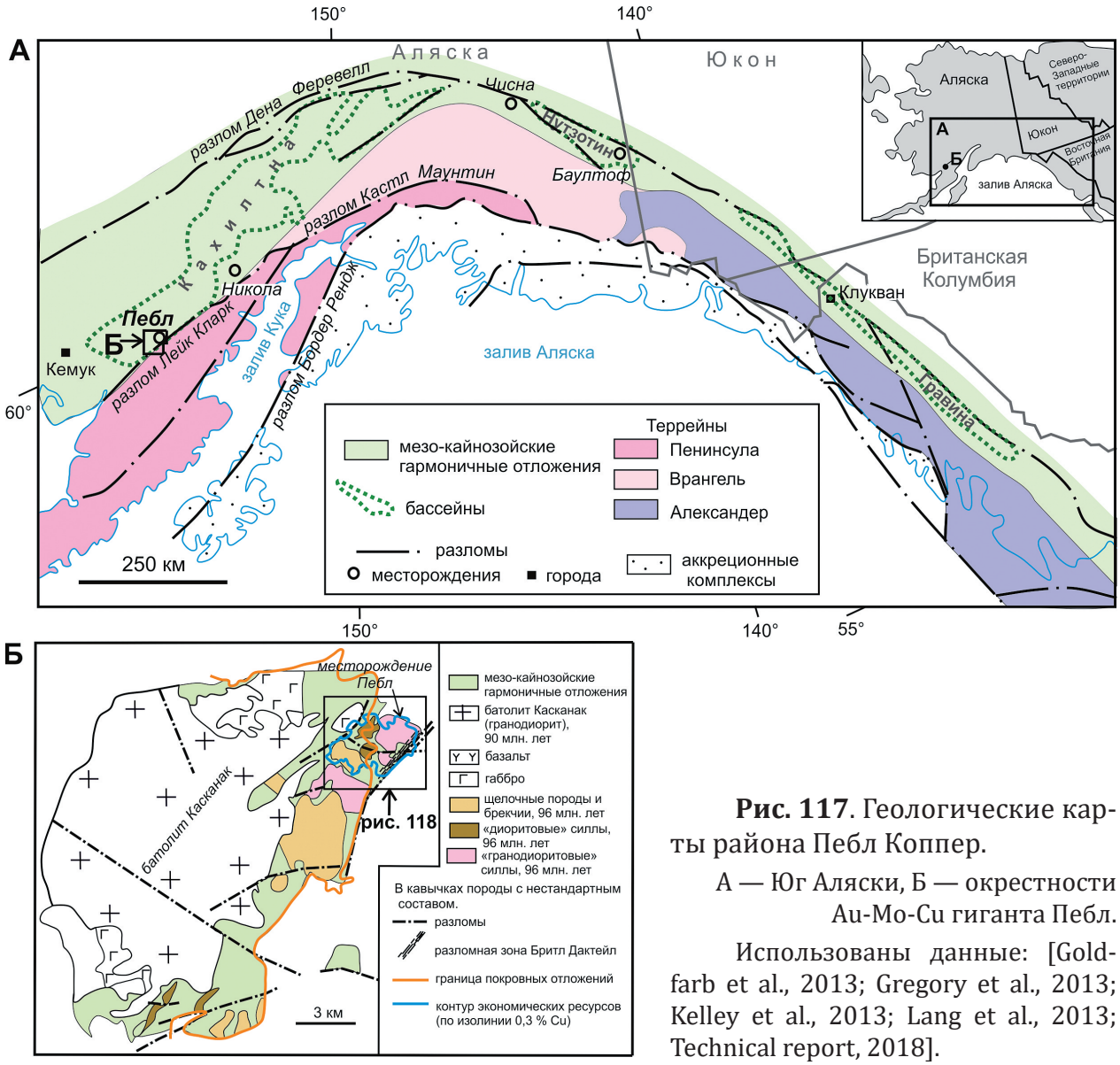


Рис. 117. Геологические карты района Пебл Коппер.

А — Юг Аляски, Б — окрестности Au-Mo-Cu гиганта Пебл.

Использованы данные: [Goldfarb et al., 2013; Gregory et al., 2013; Kelley et al., 2013; Lang et al., 2013; Technical report, 2018].

пасы золота встречаются далеко не во всех медно-молибденовых месторождениях, и, кроме того, в них варьирует соотношение между медью и молибденом, и многочисленны чисто молибденовые месторождения.

Из уникальных черт района Пебл Коппер, кроме гигантских запасов, обращает внимание близость руд к батолиту Касканак (**рис. 117, Б**), причем его возраст (90 млн лет) лишь немного опережает возраст богатейших руд (90—89 млн лет)

Другая оригинальная черта — обилие «диоритовых и гранодиоритовых» силлов (кавычки означают нестандартный состав) (**рис. 118**) с заметно бо́льшим возрастом по сравнению с батолитом и рудами: 99—96 млн. лет. Силлы размещены на одних территориях с рудами, причем все три металла довольно резко разделены по площади (**рис. 119**). Генезис руд трансвапоритовый и определяется смешением базальтовых расплавов с растворами из осадочных пород.

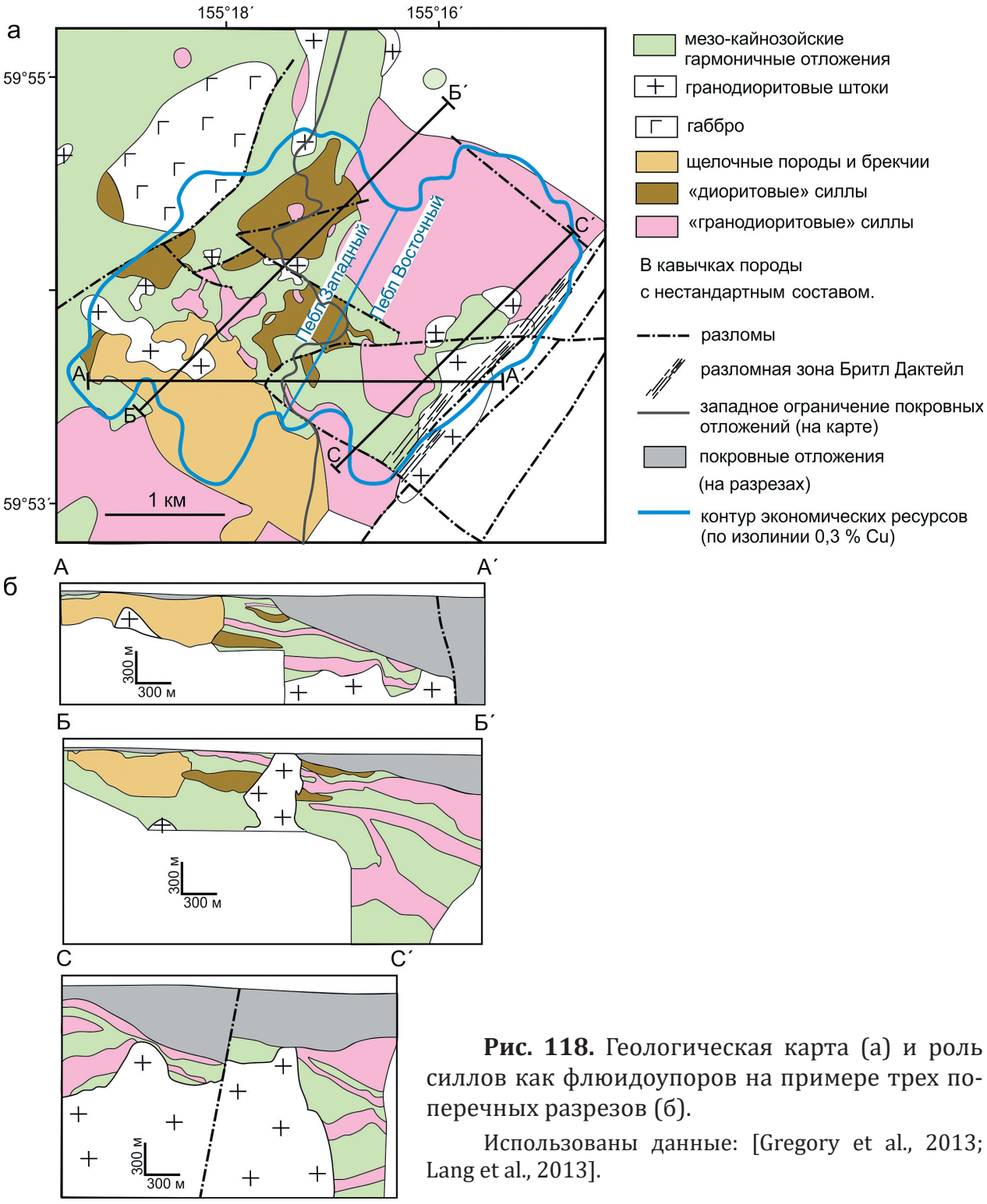


Рис. 118. Геологическая карта (а) и роль силлов как флюидоупоров на примере трех поперечных разрезов (б).

Использованы данные: [Gregory et al., 2013; Lang et al., 2013].

Рассматривая явления трансвапоризации [Lebedev, Pinsky, 2017], мы обращали внимание на особую роль вулканитов в качестве тех флюидоупоров, которые в районе Пебл Коппер, как и в модельном Норильском районе, экранируют часть разреза с аномально высокими пластовыми давлениями. Благодаря аномальным давлениям в Норильском районе происходит смешение

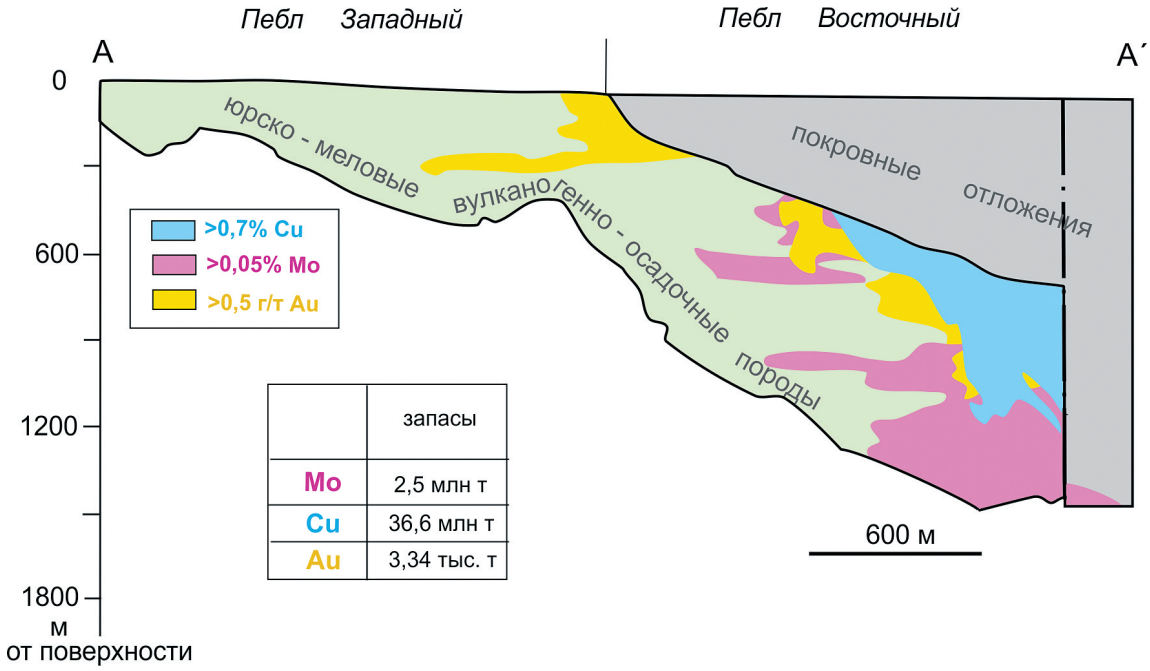


Рис. 119. Самые богатые металлами руды в гигантском месторождении Пебл, 90—89 млн лет.

Показаны на профиле А—А´ (**рис. 118**).

Использованы данные: [Eppinger et al., 2013; Gregory, 2017; Gregory. et al., 2013; Paré, Legault, 2012].

базальтовых расплавов с газонасыщенными рассолами, что и приводит к образованию богатейших руд пяти металлов (Ni, Pt, Pd, Co, Cu), а в районе Пебл Коппер — трех металлов (Au, Mo, Cu). Однако кроме вулканитовых флюидоупоров, в разрезе Пебл Коппер эту роль выполняют также силлы, которые по нашим данным тоже улучшали экранирующие свойства разреза.

Общий итог получается такой: если в рудоносных районах экранирующую роль принимают на себя не только вулканиты, но и силлы, тогда контроль рудоносности может осуществляться, кроме малых интрузий, самим батолитом, и при этом растут как суммарные запасы, так и число металлов, достигающих высоких концентраций в рудах (т.е. растет полиметальность). В целом, надежным экранированием определяется, в том числе, и сохранность богатейших руд. По крайней мере, в семи ключевых районах (Бьютт, Гуанахуато, Маунт Айза, Эль Тениенте-Лос Бронсес, Нанниху–Сандаожан, Пебл Коппер, Пояс Колорадо) и в семи дополнительных гигантских месторождениях (Гежу, Токепала, Сан Димас, Кварц Хилл, Кинз Маунтин, Корнуол, Багио) батолиты играют положительную роль в рудогенезе. Например, в Корнуоле рудная зональность в осадочных породах вокруг монцогранитового Корнубийского батолита выглядит как Fe ⇒ Mn ⇒ Pb ⇒ Zn ⇒ Cu ⇒ Sn.

5.9. Медно-молибденоворудный район Бьютт

Медно-молибденовый район Бьютт в США называют «самым богатым Медным Холмом Мира» [Houston, Dilles, 2013; Lund et al., 2018]. Слово «холм» означает, что вся территория медленно поднимается. В середине поднятия при наиболее интенсивном подъеме происходит смешение неравновесных флюидов и образуются руды. Естественно, что при поднятии происходит частичный размыв руд, но зато на глубине образуется еще больше новых руд, преимущественно молибденовых (**рис. 120**).

Этот эффект хорошо известен и наблюдается, например, в знаменитом свинцово-серебряно-цинковорудном районе Маунт Айза (см. раздел 2.5), где фиксируются многократные поднятия вдоль разлома Маунт Фолт. Вместе с тем, в подавляющем большинстве районов происходит в основном разрушение залежей почти без их возобновления, в том числе в известных золоторудных районах Мурунтау (Узбекистан) и Гвинейского залива (юго-западная Африка).

Рудная зональность такова, что на месторождении Бьютт вверху находятся медные руды, а внизу молибденовые, так что со временем увеличивается доля молибденовых руд. Этот район содержит 5,05 млрд т руды (35 млн т Cu и 1,4 млн т Mo). Структура руды — «конский хвост». Кроме меди и молибдена, к западу и востоку располагаются поля более древних полиметаллических руд: к западу — цинково-серебряное месторождение Блю Бёд, а к востоку — эксплуатируется свинцово-цинковое месторождение Континенталь.

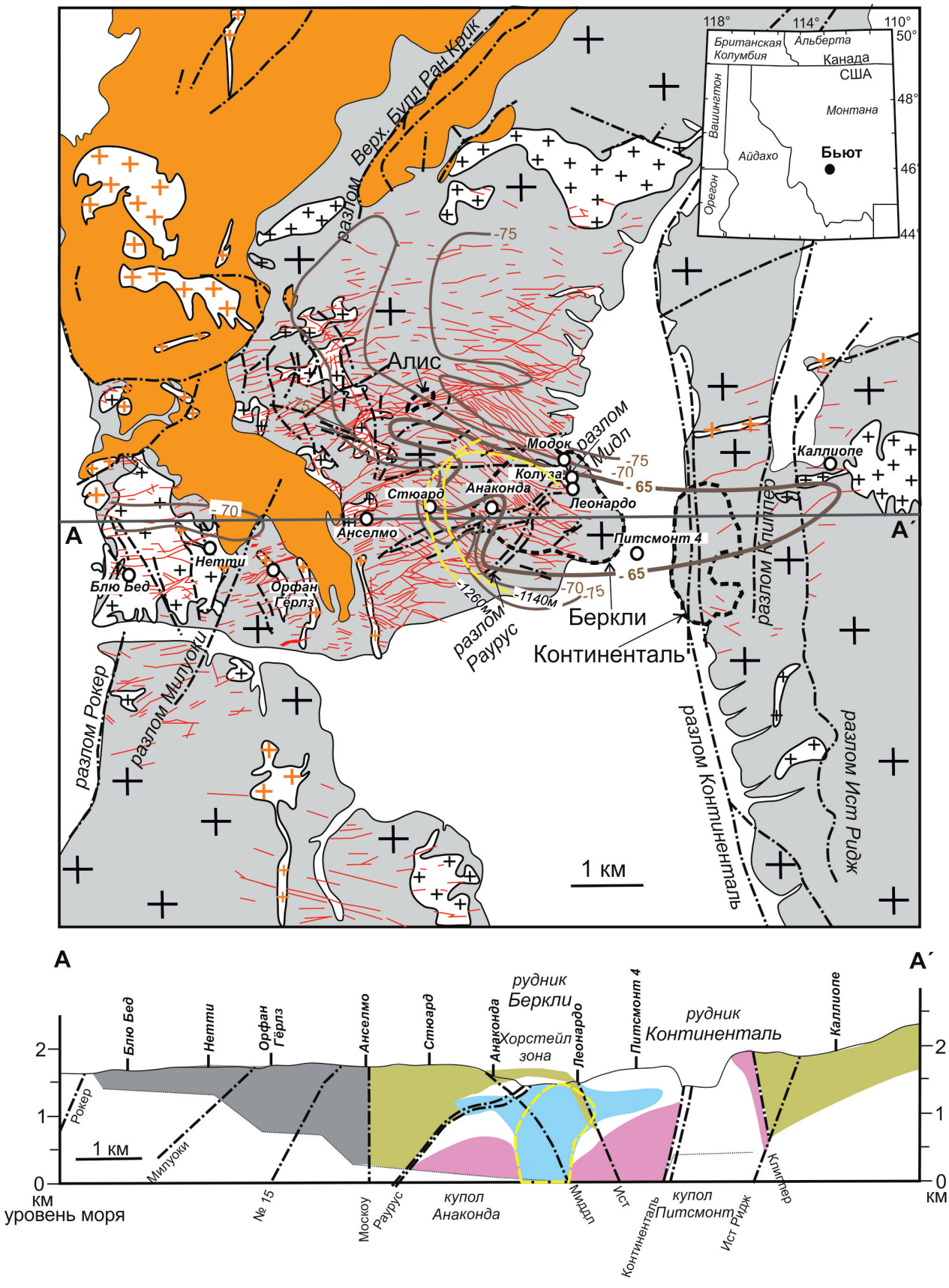
С запада на восток уменьшается возраст рудогенных событий с 75 до 60 млн лет, а главный рудогенез приходится на интервал времени 65—63 млн лет (**рис. 121**).

Мы считаем, что генезис руд эпиосадочный, а магматизм способствует повышению геотермического градиента: в рудогенезе активно участвуют гранитный батолит Боулдер, а также многочисленные риолитовые и риолит-порфировые штоки и дайки (**рис. 122**).

Сам рудогенез определяется смешением вулканических расплавов, растворов осадочных пород, в том числе эвапоритовых, и агрессивных флюидов фундамента. Заметим, что, хотя Бьютт содержит не самые большие запасы меди (например, чилийский Эль Тениенте несравненно богаче), но с точки зрения *оригинальности* генезиса Бьютт несомненно выделяется.

5.10. Серебрянорудный район Гуанахуато

В эпимантийном серебрянорудном районе Гуанахуато в Мексике около 10 гигантских серебряных месторождений. Конечно, это не означает, что в районе нет и других гигантов — они есть, например, гигантские месторождения свинца. Известно, что кроме свинца, серебро геохимически близко к меди, цинку и сурьме, с которыми оно образует минералы. Вместе с тем, близость Ag к Au часто преувеличивается. Скажем, в том же районе Гуанахуато при больших


118°
114°
110°
50°
48°
46°
44°
Британская Колумбия
Альберта
Канада
США
Монтана
Вашингтон
Айдахо
Бьют
Орегон
разлом Верх. Бидл Ран Крик
-75
Алис
Модок
разлом Мидл
Колуза
Анаконда
Стюард
Леонардо
Анселмо
Питсмонт 4
Каллиопе
разлом Клиптер
-70
-65
A
A´
Нетти
Блю Бед
Орфан Гёрлз
1260м
1140м
разлом Раурус
Беркли
Континенталь
разлом Рокер
разлом Милуоки
разлом Континенталь
разлом Ист Ридж
1 км
A
A´
рудник Беркли
Хорстейл зона
рудник Континенталь
Блю Бед
Нетти
Орфан Гёрлз
Анселмо
Стюард
Анаконда
Леонардо
Питсмонт 4
Каллиопе
Рокер
Милуоки
1 км
2
1
0
км
уровень моря
№ 15
Москоу
Раурус
купол Анаконда
Мидл
Ист Континенталь
купол Питсмонт
Ист Ридж
Клиптер

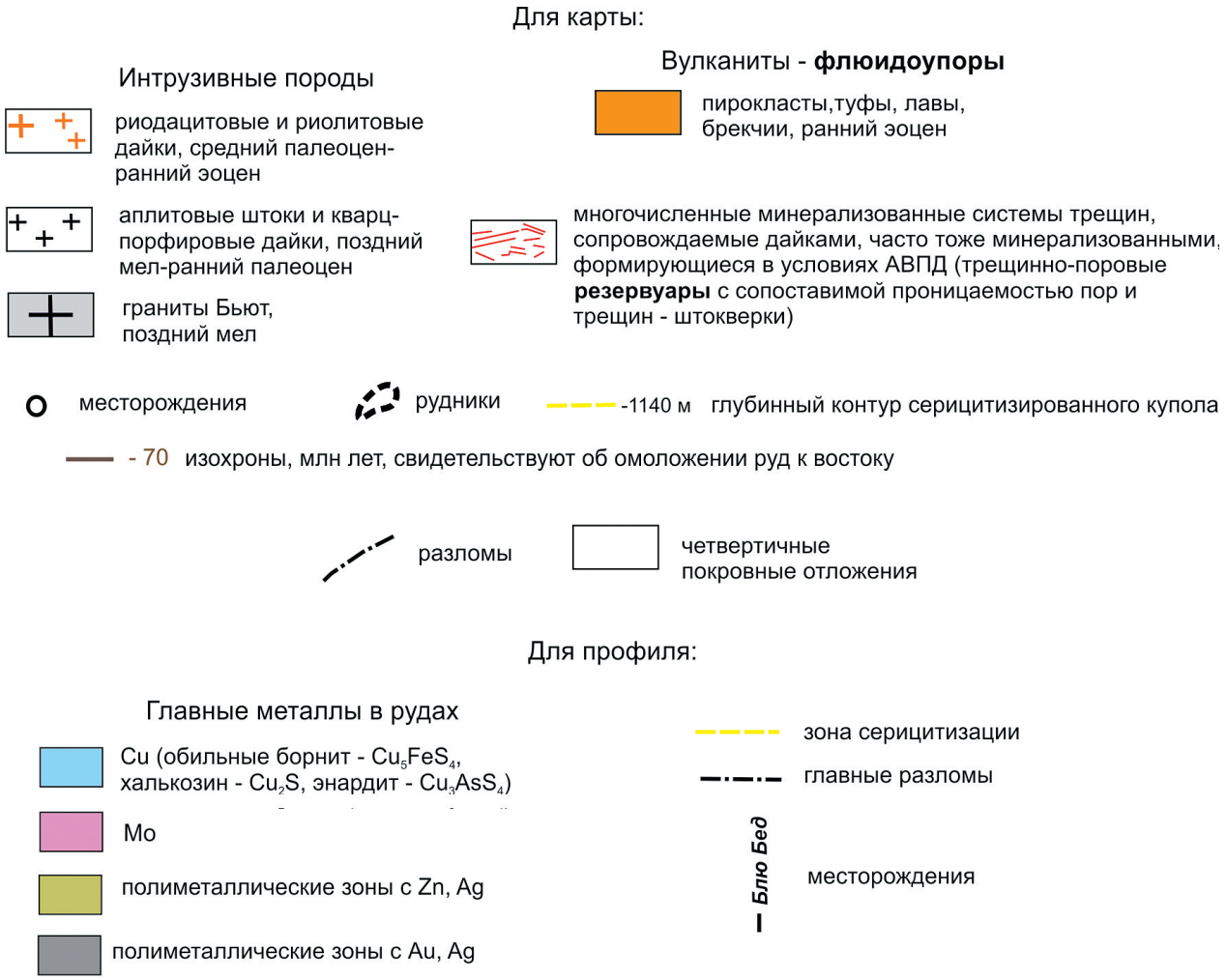


Рис. 120. История рудогенеза района Бьютт.

Представлена в виде карты с датировкой основных событий и профиля А–А´ с ассоциациями главных металлов в месторождениях.

Использованы данные: [Czehura, 2006; Reed et al., 2013; Rusk et al., 2008].

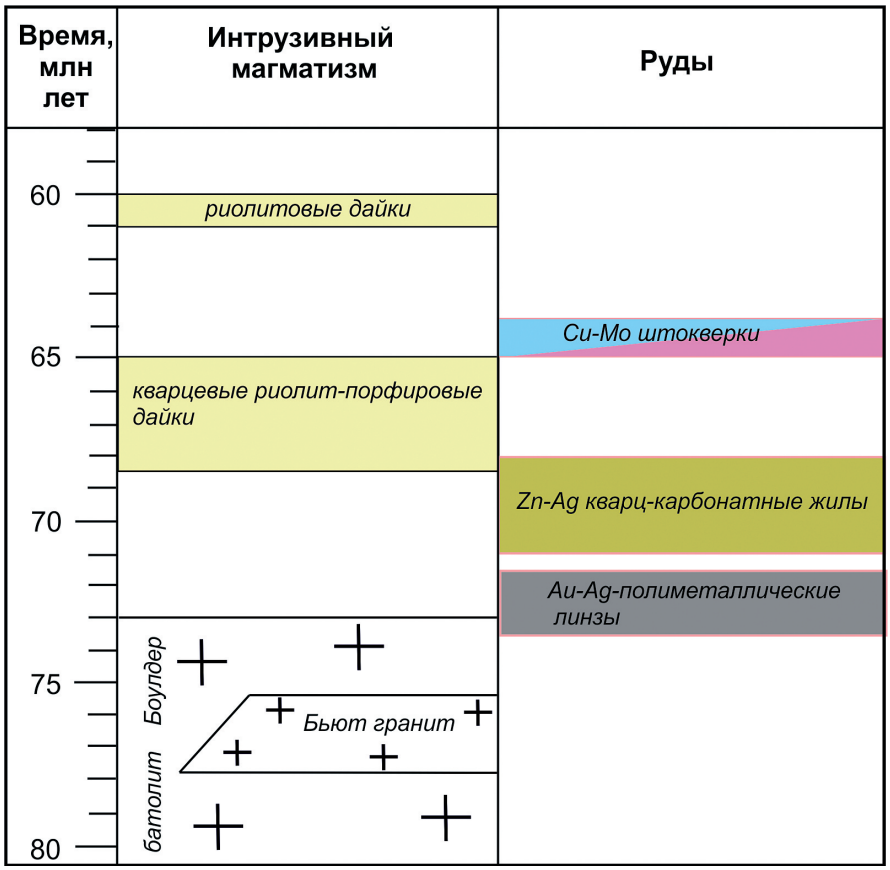


Рис. 121. Изменение во времени абсолютной палеоглубины рудоносных отложений в районе максимально богатых Cu-Mo руд гиганта Бьютт.

Использованы данные: [Czehura, 2006; Houston, Dilles, 2013; Lund et al., 2018; Reed et al., 2013; Rusk et al., 2008].

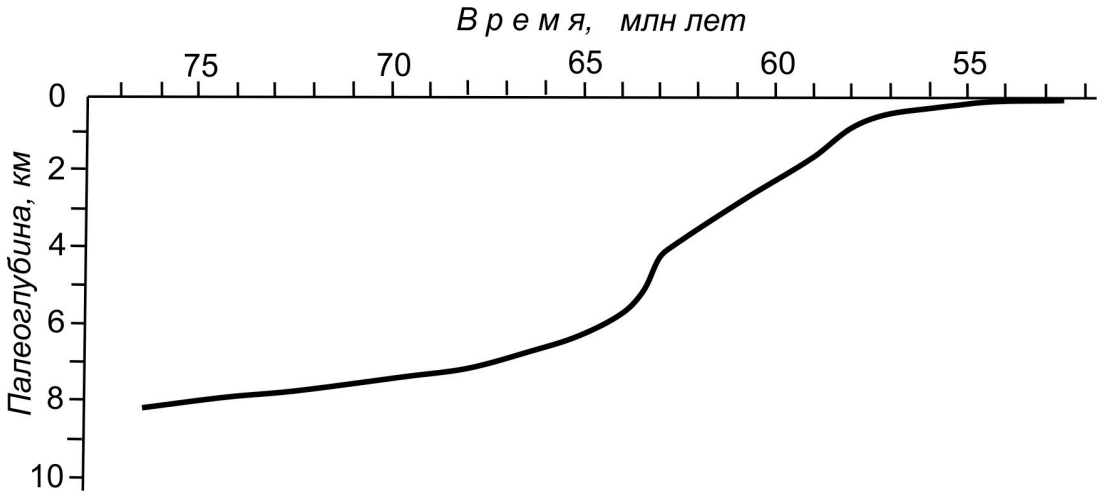


Рис. 122. Хронологическая диаграмма интрузивных и рудных событий в медеоносном куполе Бьютт.

Использованы те же данные, что и на рис. 121.

запасах серебра (90 тыс. т, всего добыто 34,9 тыс. т, при содержании 350 г/т) добыча золота за несколько десятков лет составила только 140 т.

Территория района Гуанахуато (30 рудников, общая площадь около 500 км^2) состоит из трех частей, контролируемых сбросами и другими структурными элементами. Самая богатая — центральная часть Вета Мадре, к ней примыкают с запада Ла Луз, а с востока — Сьерра (**рис. 123**).

Из всех металлов серебро является самым молодым — возраст руд района Гуанахуато миоцен-олигоценовый, а вмещающие породы — позднеэоцен-олигоценовая вулканическая группа Гуанахуато (**рис. 124**).

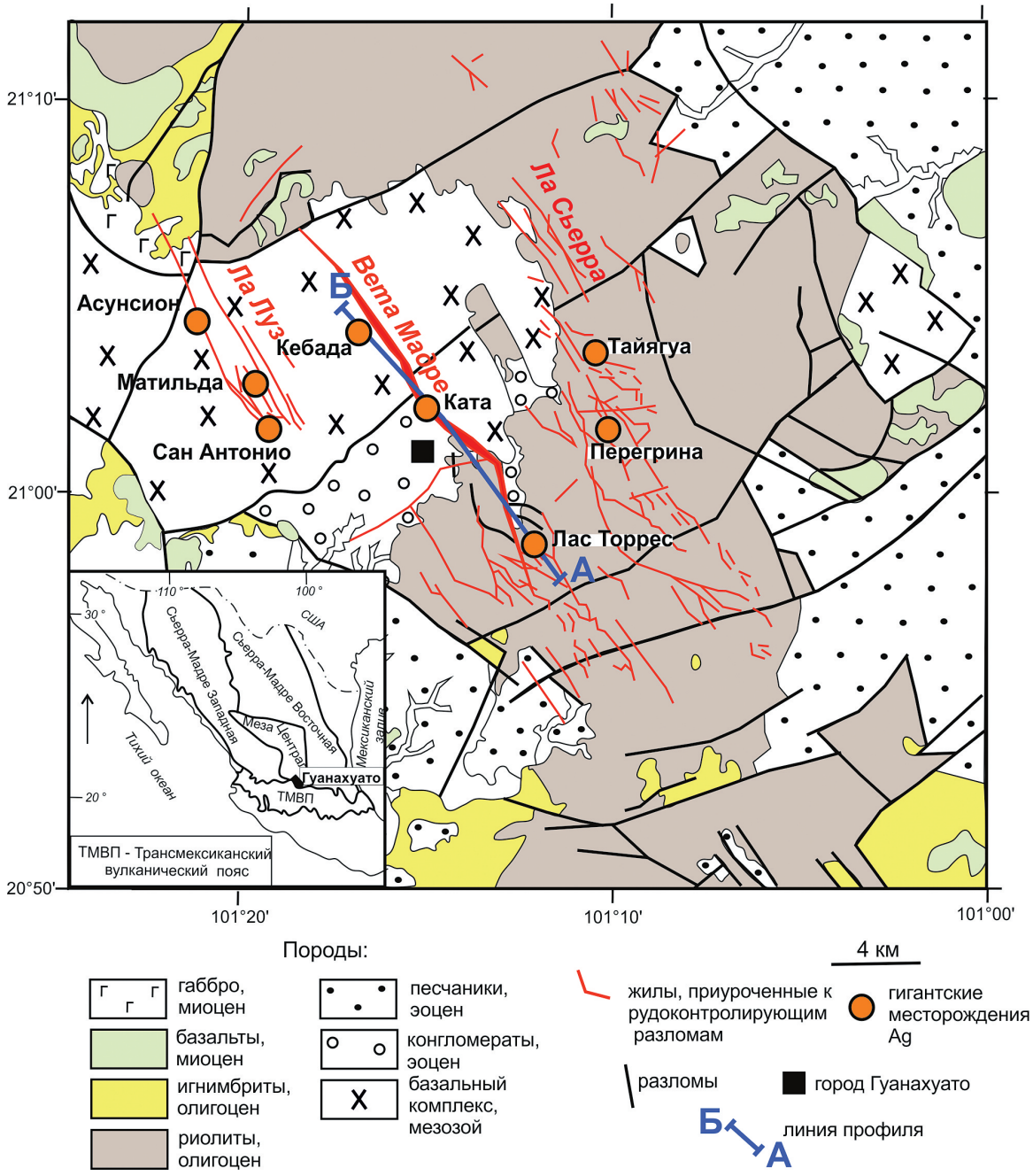


Рис. 123. Богатейший серебрянорудный район Гуанахуато в Мексике.
Использованы данные: [Moncada et al., 2017; Vassallo, 2018].

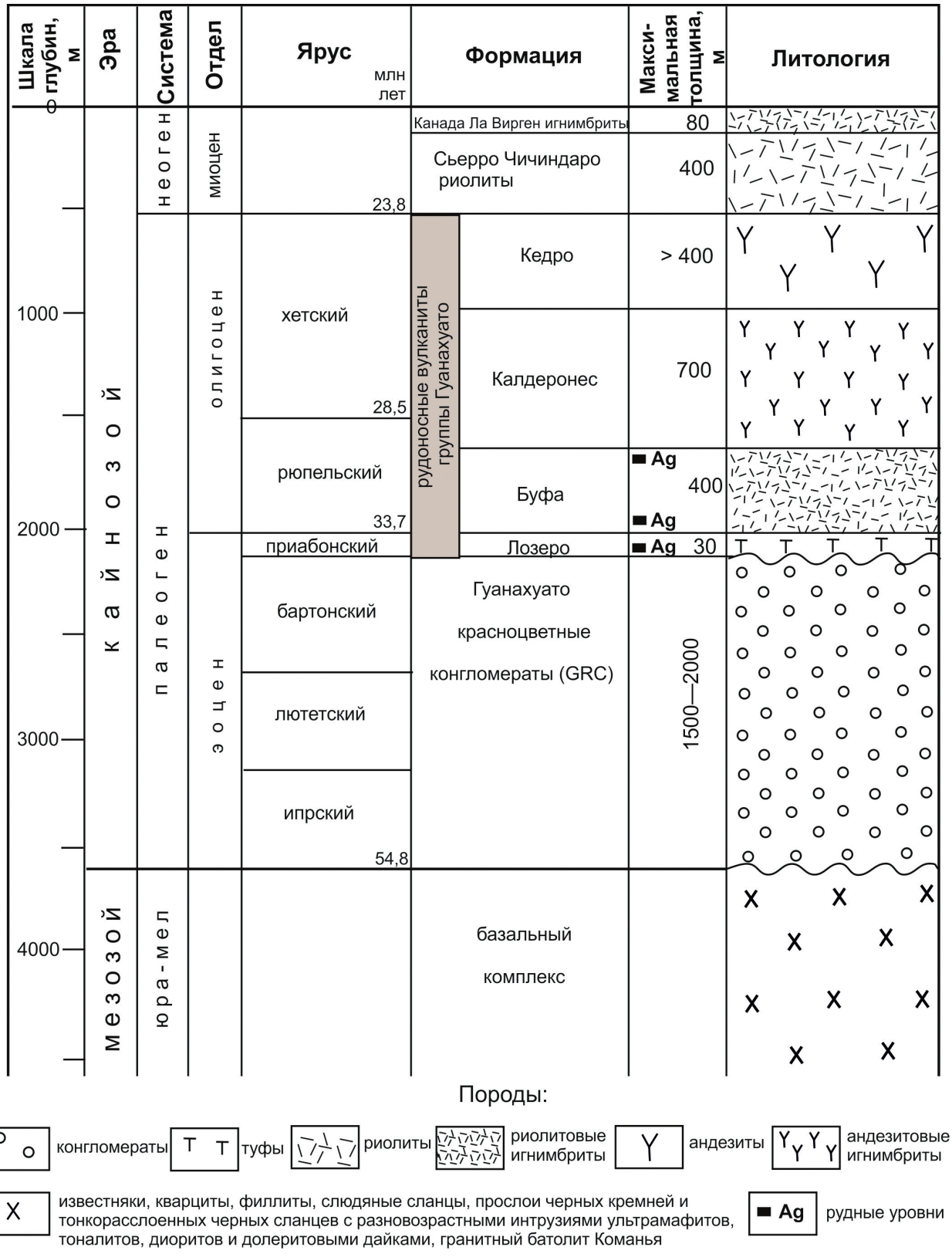


Рис. 124. Литолого-стратиграфическая колонка серебрянорудного района Гуанахуато.

Использованы данные: [Edwards,1955; Nieto-Samaniego et al., 2016; Vassallo, 2018].

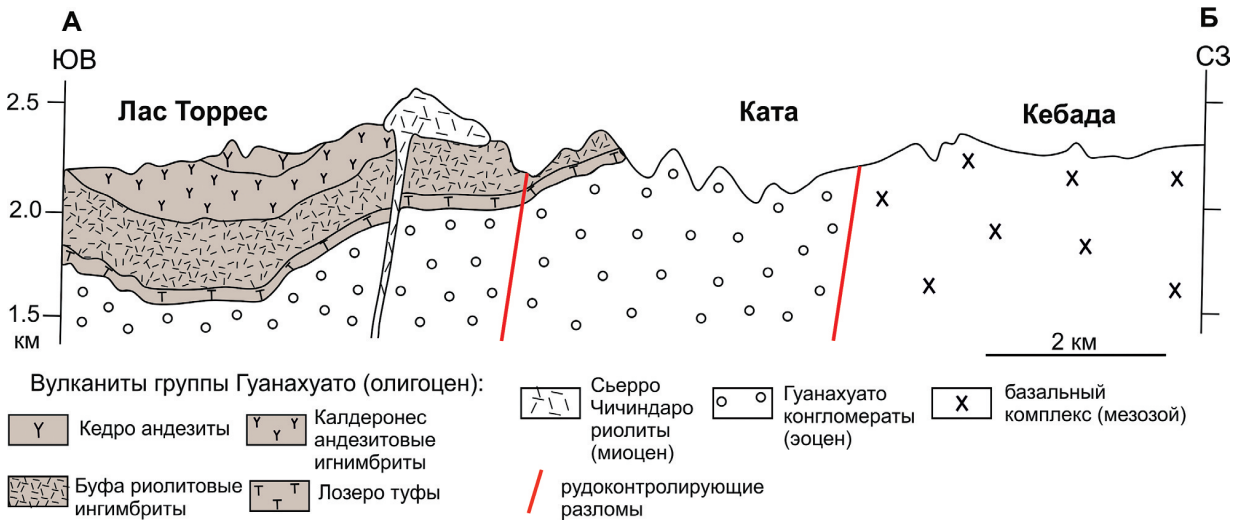


Рис. 125. Продольный профиль по знаменитой рудной жиле Вета Мадре. Использованы данные: [Mango et al., 2014].

В середине территории Вета Мадро прямо по поверхности тянется на 25 км знаменитая рудная жила с одноименным названием (**рис. 125**).

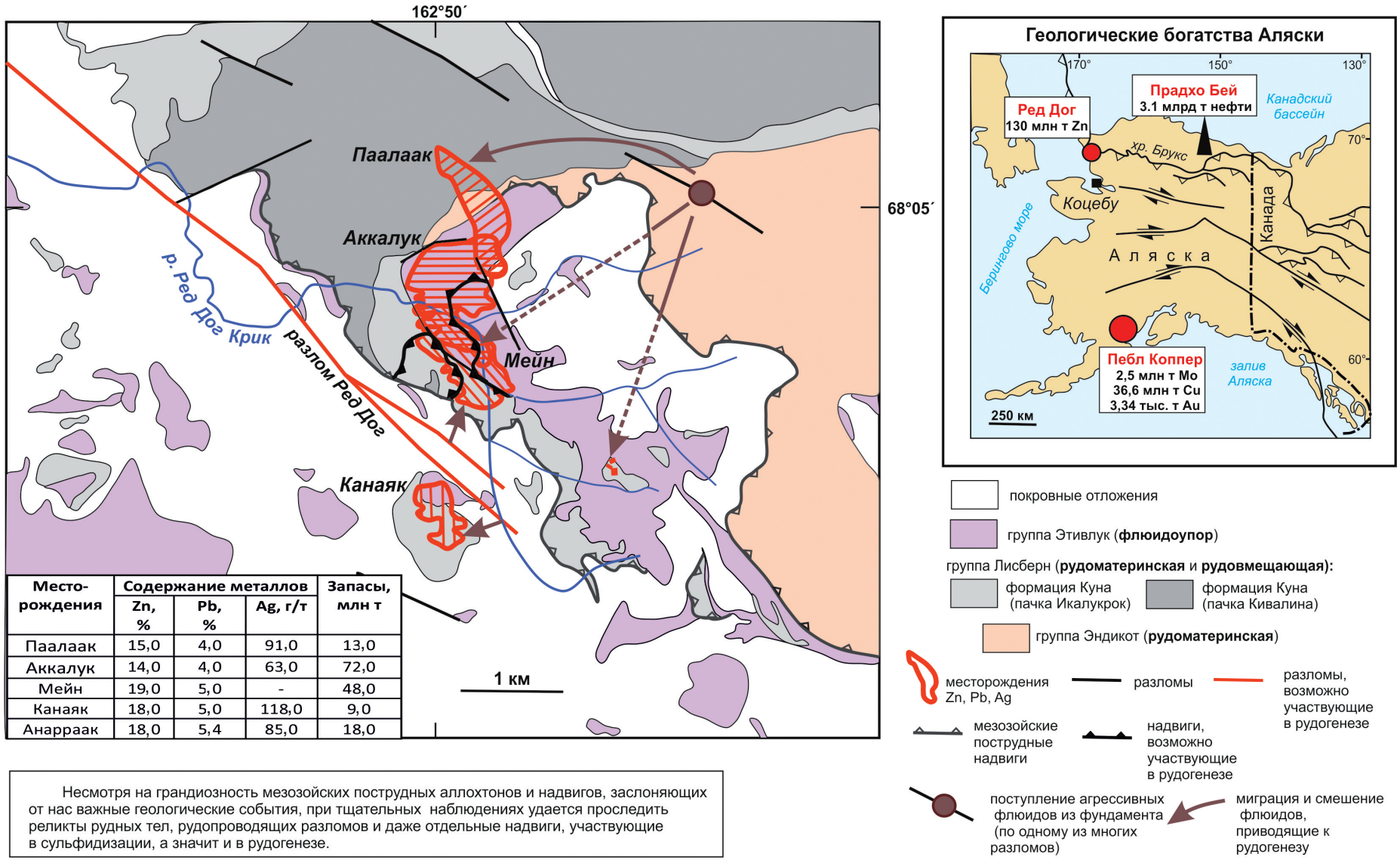
Главными объектами поисков являются рудные столбы толщиной от десятков сантиметров до многих десятков метров. Основные минералы серебра: аргентит Ag_2S, прустит Ag_2AsS_3, гидраргирит Ag_3SbS_3, стефанит Ag_5SbS_4, кераргирит AgCl.

5.11. Полиметальный район Ред Дог

Из всех рассматриваемых в этой работе великих полиметальных районов эпиосадочный район Ред Дог на Аляске (запад хр. Брукса) обладает самыми высокими запасами цинка в четырех своих частях (Мейн, Аккалук, Паалаам, Канаяк) (**рис. 126**), так что вместе с соседним районом Анарраак в нем содержится 130 млн т Zn, а также 20 млн т Pb и 16 тыс. т Ag.

Поскольку соединения цинка обладают намного большей растворимостью, чем свинца и серебра, мы считаем, что в районе Ред Дог при рудогенезе смешивались не только подземные, но и морские воды, благодаря чему и формировался цинковый профиль руд. По той же причине в рудогенезе участвовало много флюидов: кроме каменноугольной формации Куна группы Лисберн (пачки Икалукрок и Кивалина), девонских групп Эндикот и Бэрд, горячие агрессивные флюиды поступали из додевонского фундамента, а холодные морские воды в настоящее время и с поверхности (**рис. 127**).

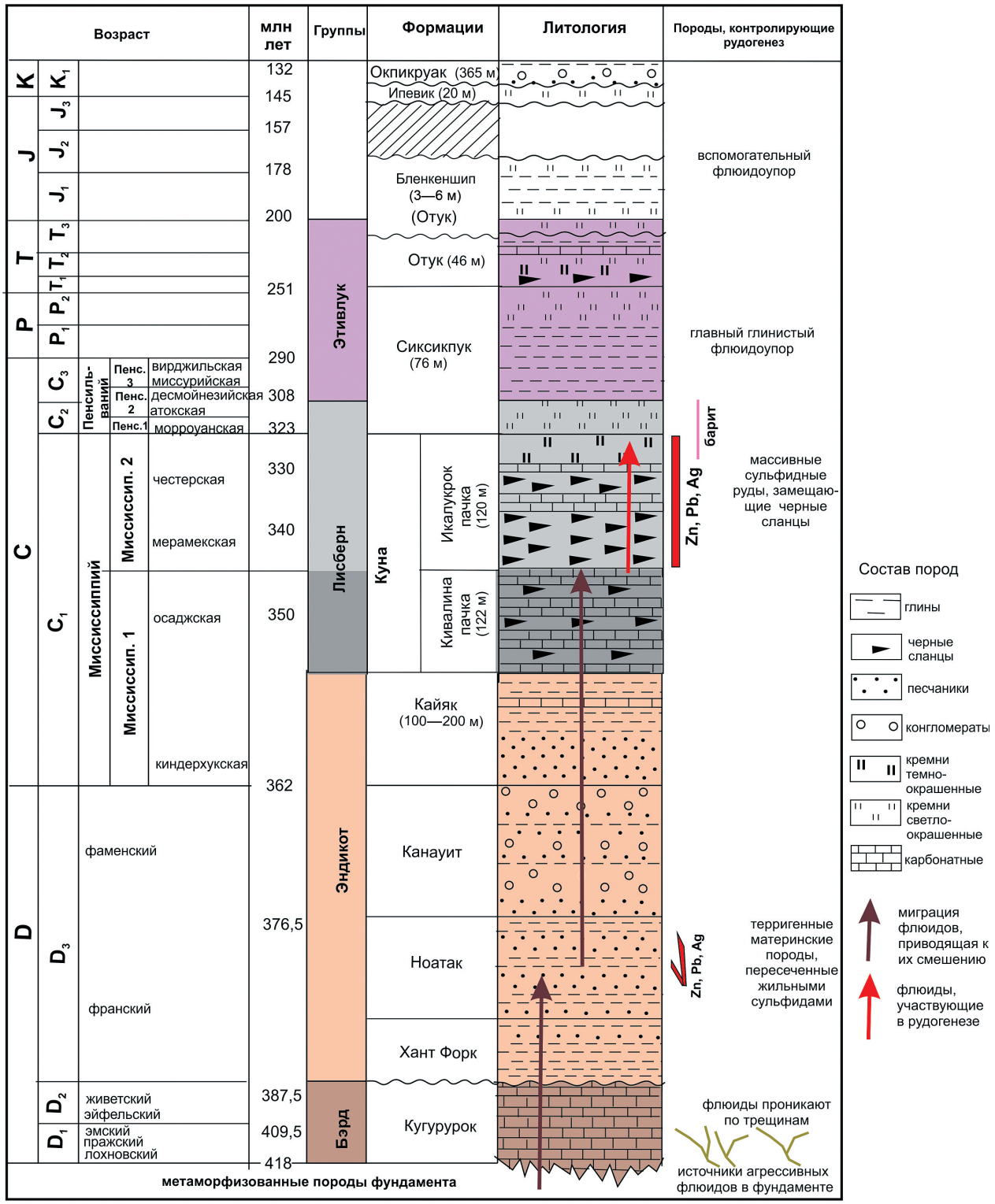
Разнообразие источников флюидов определяет и многообразие функций разломов. Они играют как флюидопроводящую роль (черный цвет), так и рудоконтролирующую (красный цвет) (см. **рис. 126**). Субвертикальные разломы чередуются с надвигами. Кайнозойская активизация сопровождалась образованием очень многих, часто протяженных аллохтонов. Несмотря на это усложнение геологической истории, аллохтон Эндикот был перемещен как единое



Место-рождения	Содержание металлов			Запасы, млн т
	Zn, %	Pb, %	Ag, г/т	
Паалаак	15,0	4,0	91,0	13,0
Аккалук	14,0	4,0	63,0	72,0
Мейн	19,0	5,0	-	48,0
Канаяк	18,0	5,0	118,0	9,0
Анарраак	18,0	5,4	85,0	18,0

Несмотря на грандиозность мезозойских пострудных аллохтонов и надвигов, заслоняющих от нас важные геологические события, при тщательных наблюдениях удается проследить реликты рудных тел, рудопроводящих разломов и даже отдельные надвиги, участвующие в сульфидизации, а значит и в рудогенезе.

Рис. 126. Рудоносный район Ред Дог с гигантскими запасами Zn.
Использованы данные: [Johnson et al., 2015; Kelley, Jennings, 2004; Krolak et al., 2017; de Vera et al., 2004; Young, 2004].



Цинковые со свинцом и серебром эпиосадочные руды района Ред Дог образованы в результате смешения флюидов из трех источников:

1. метаморфизованных пород додевонского фундамента,
2. зоны сульфидизации в черносланцевой формации Куна,
3. трещиноватых карбонатных пород группы Бэрд и терригенно-карбонатных пород группы Эндикот.

Рис. 127. Сводная литолого-стратиграфическая колонка района Ред Дог.

Использованы данные: [Kelley et al., 2004, 2009; Moore et al., 1986; Morelli et al., 2004; Slack et al., 2004; de Vera et al., 2004; Young, 2004].

целое и полностью сохранил запись домезозойского гармоничного развития со свинцово-цинково-серебряными месторождениями. Палеонтологические данные вместе с изотопными определениями показывают, что возраст руд составляет 340—325 млн. лет [Kelley et al, 2009]. По нашему мнению, это и позволило району Ред Дог остаться таким богатым. В частности, поражает исключительная выдержанность и отличные флюидоупорные свойства глинисто-вулканогенной группы Этивлук, высокое содержание органического вещества в черных сланцах формации Куна и обязанная этим сланцам мощная сульфидизация, обеспечившая образование богатых цинковых руд.

5.12. Золоторудный район Карлин

Эпимантийный золотоносный район Карлин в США, штат Невада, названный по первому открытию — месторождению Карлин — богатейший район потому, что весь запас 5500 т Au, а, скорее всего, гораздо больше, имеет эоценовый возраст, т. е. образован совсем недавно (40 млн лет назад), и поэтому подвергся лишь минимальным процессам последующей эрозии.

Разумеется, есть еще много молодых месторождений, например, на Филиппинах или Папуа-Новой Гвинее [Lebrun et al., 2017; Mitchell, Leach, 1991]. Однако, во-первых, район Карлин гораздо богаче любого из них (около 10 % мировых запасов золота — второй после Витватерсранда), а, во-вторых, он имеет другую историю. Он образован внутри богатейшего нефтегазоносного бассейна, на месте бывшей нефтяной залежи, и даже сейчас рядом с ним находится нефтяное поле Янки [Hulen, Collister, 1999]. Район включает три тренда: Карлин, Гетчел и Кортез (**рис. 128**).

Золотые месторождения эоценового возраста приурочены к тем же самым девонским отложениям, которые являются материнскими и вмещающими для большинства месторождений углеводородов: 85 % запасов карлинских руд сосредоточены в породах бывших девонских нефтегазоносных формаций **(рис. 129**).

Более того, Северную Америку можно сравнить с востоком Восточной Европы (Волго-Уральская и Тимано-Печорская провинции), где распространены те же девонские нефтегазоносные толщи, но золото отсутствует, как и другие крупные рудные месторождения. Таким образом, в штате Невада, к которому приурочен Карлин, удается достоверно проследить процессы активизации, определившие разрушение залежей нефти и газа и возникновение на их месте гигантского золоторудного района.

Как это характерно для всех нефтегазоносных бассейнов, естественно возникали протяженные зоны сульфидизации, во многие из них по сложной системе глубинных разломов поступали золотоносные флюиды, и субмикроскопическое тонкодисперсное золото активно сорбировалось сульфидами, прежде всего арсенопиритом, но также пиритом, пирротином, стибнитом и другими сульфидами. Месторождения с таким субмикроскопическим («невидимым») золотом называют *месторождениями карлинского типа* (**рис. 130—133**).

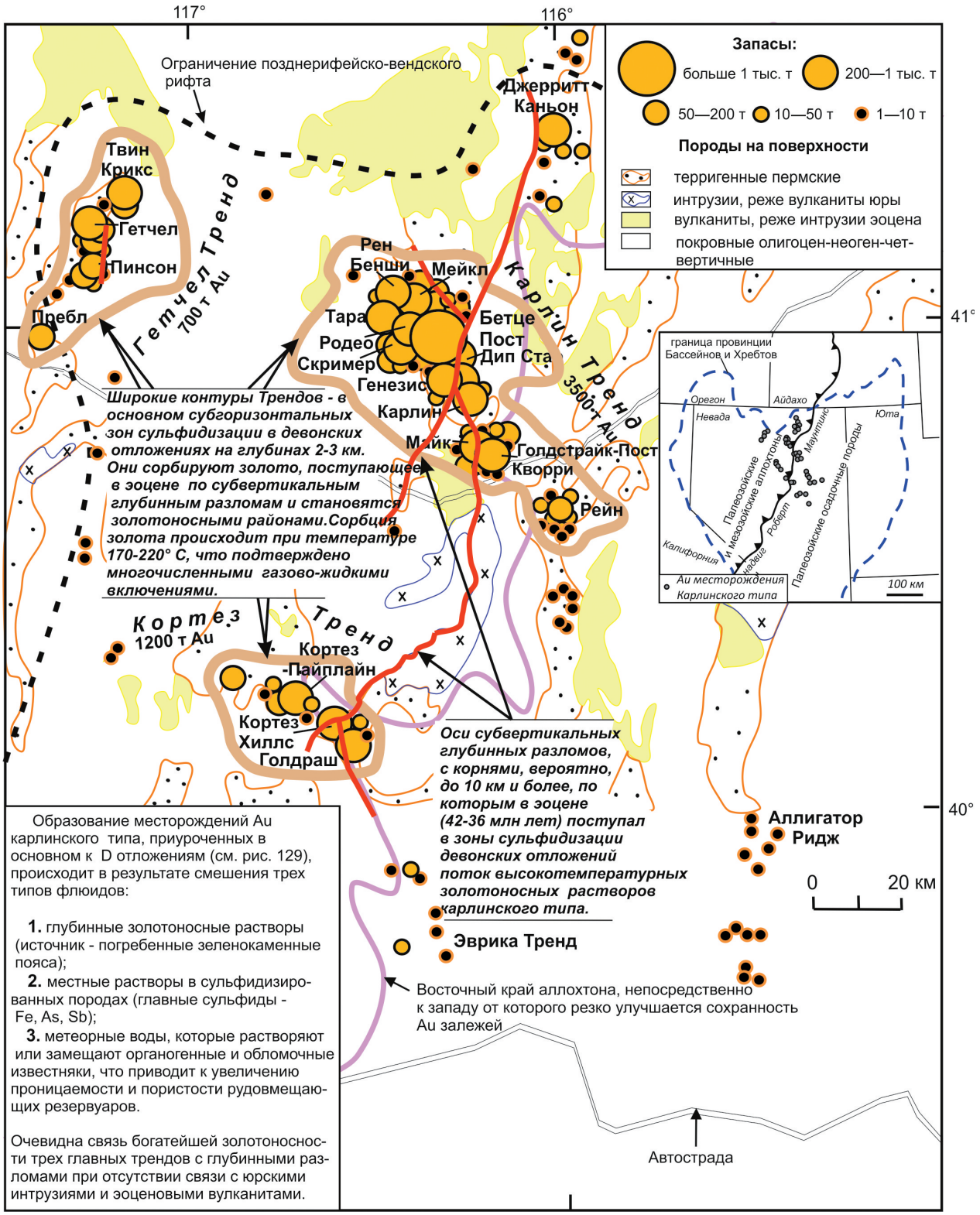
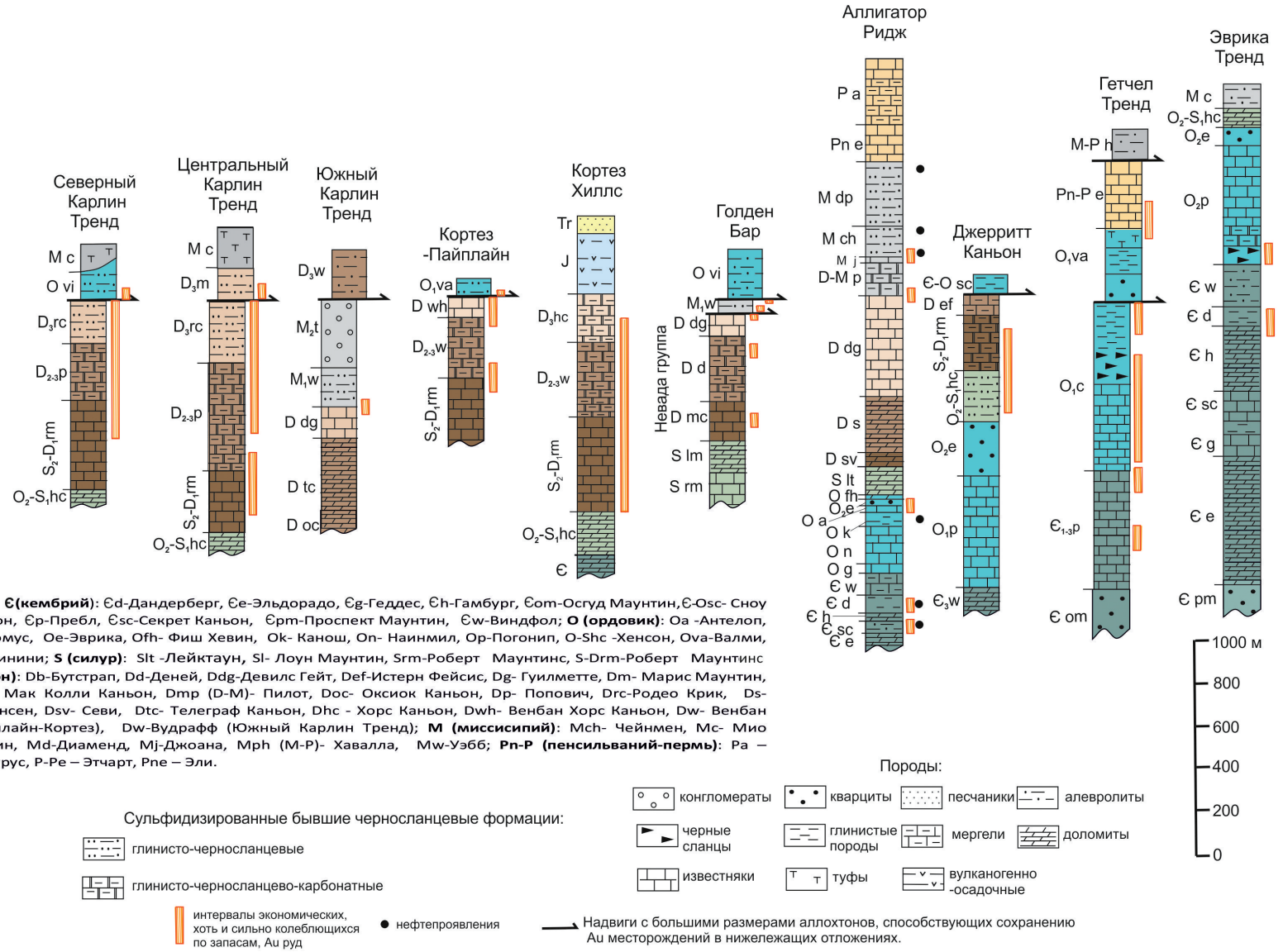


Рис. 128. Контуры зон сульфидизации в районе Карлин.

Использованы данные: [Almeida et al., 2010; Cline et al., 2005; Colgan et al., 2014; Crafford, Grauch, 2002; Craig, Rimstidt,1998; Emsbo et al., 2003; Groff, 2018; Groff et al., 1997; Henry et al., 1997; Hickey et al., 2014a, b; Hofstra et al., 1999; Hulen, Collister, 1999; Large et al., 2011; Lubben et al., 2012; Maroun et al., 2017; Muntean, Taufen, 2011; Peters et al., 2003; Radtke, 1985; Ressel, Henry, 2006; Rota, Hausen, 1991; Simon et al., 1999; Stenger et al., 1998; Vaughan et al., 2016; Williams et al., 2000; Yigit, Hofstra, 2003; Yigit et al., 2006].



Є(кембрий): Єd-Дандерберг, Єe-Эльдорадо, Єg-Геддес, Єh-Гамбург, Єom-Осгуд Маунтин,Є-Osc- Сноу Каньон, Єр-Пребл, Єsc-Секрет Каньон, Єpm-Проспект Маунтин, Єw-Виндфол; **O (ордовик)**: Oa -Антелоп, Oc-Комус, Oe-Эврика, Ofh- Фиш Хевин, Ok- Канош, On- Наинмил, Op-Погонип, O-Shc -Хенсон, Ova-Валми, Ovi-Винини; **S (силур)**: Slt -Лейктаун, Sl- Лоун Маунтин, Srm-Роберт Маунтинс, S-Drm-Роберт Маунтинс **D(девон)**: Db-Бутстрап, Dd-Деней, Ddg-Девилс Гейт, Def-Истерн Фейсис, Dg- Гуилметте, Dm- Марис Маунтин, Dmc- Мак Колли Каньон, Dmp (D-M)- Пилот, Doc- Оксиок Каньон, Dp- Попович, Drc-Родео Крик, Ds-Симонсен, Dsv- Севи, Dtc- Телеграф Каньон, Dhc - Хорс Каньон, Dwh- Венбан Хорс Каньон, Dw- Венбан (Пайплайн-Кортез), Dw-Вудрафф (Южный Карлин Тренд); **M (миссисипий)**: Mch- Чейнмен, Mc- Мио Карлин, Md-Диаменд, Mj-Джоана, Mph (M-P)- Хавалла, Mw-Уэбб; **Pn-P (пенсильваний-пермь)**: Pa – Арктурус, P-Pe – Этчарт, Pne – Эли.

Породы:

конгломераты, кварциты, песчаники, алевролиты, черные сланцы, глинистые породы, мергели, доломиты, известняки, туфы, вулканогенно -осадочные

Сульфидизированные бывшие черносланцевые формации:

глинисто-черносланцевые

глинисто-черносланцево-карбонатные

интервалы экономических, хоть и сильно колеблющихся по запасам, Au руд

нефтепроявления

Надвиги с большими размерами аллохтонов, способствующих сохранению Au месторождений в нижележащих отложениях.

Рис. 129. Бывшие некогда нефтегазоносные девонские формации как резервуары карлинских руд. Использованы данные: [Almeida et al., 2010; Cline et al., 2005; Hulen, Collister, 1999; Peters et al., 2003; Yigit, Hofstra, 2003].

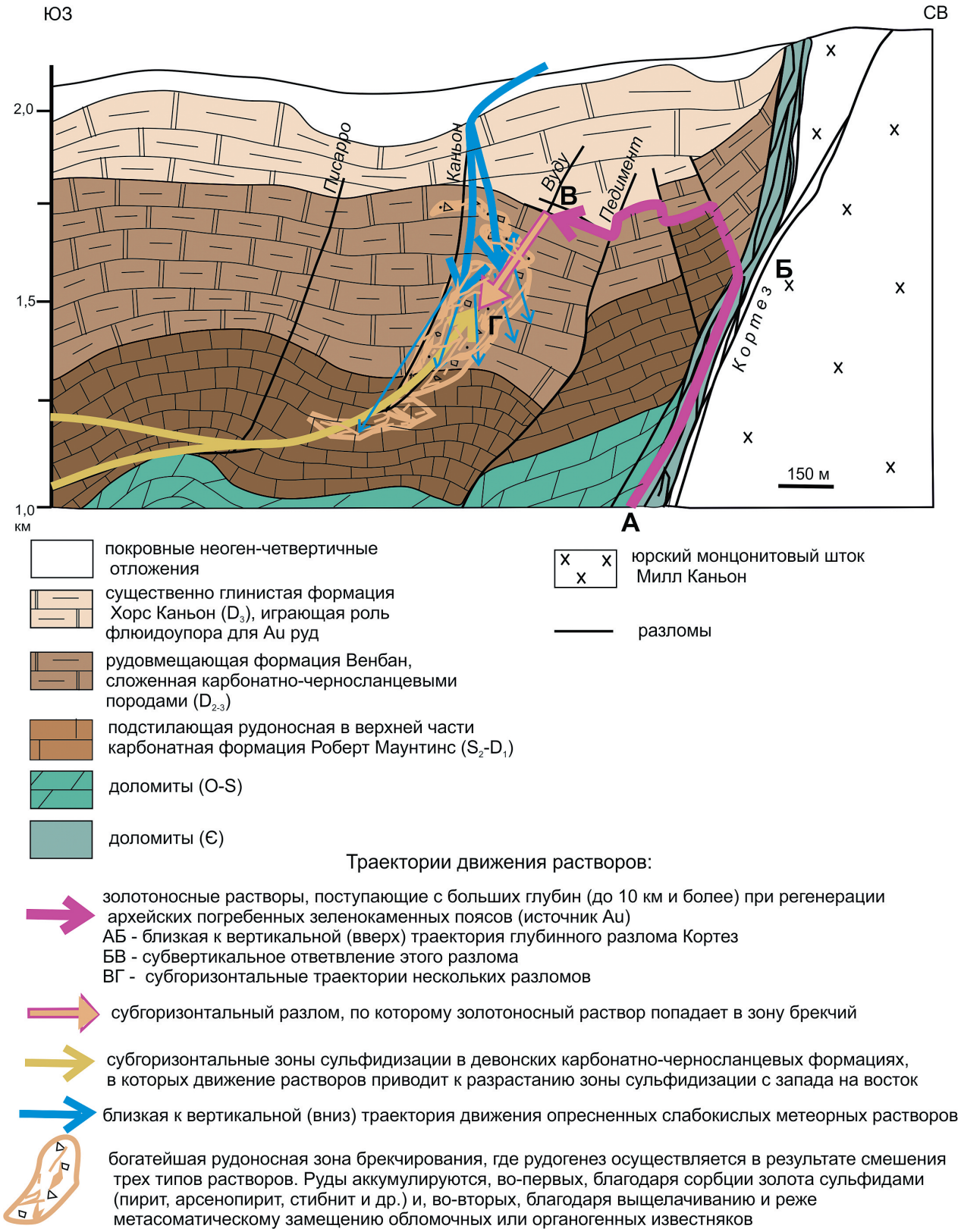


Рис. 130. Модель образования месторождения Au карлинского типа.

На примере гиганта Кортез Хиллс — как результат эоценового смешения трех неравновесных флюидов.

Использованы данные: [Maroun et al., 2017; Yigit, Hofstra, 2003].

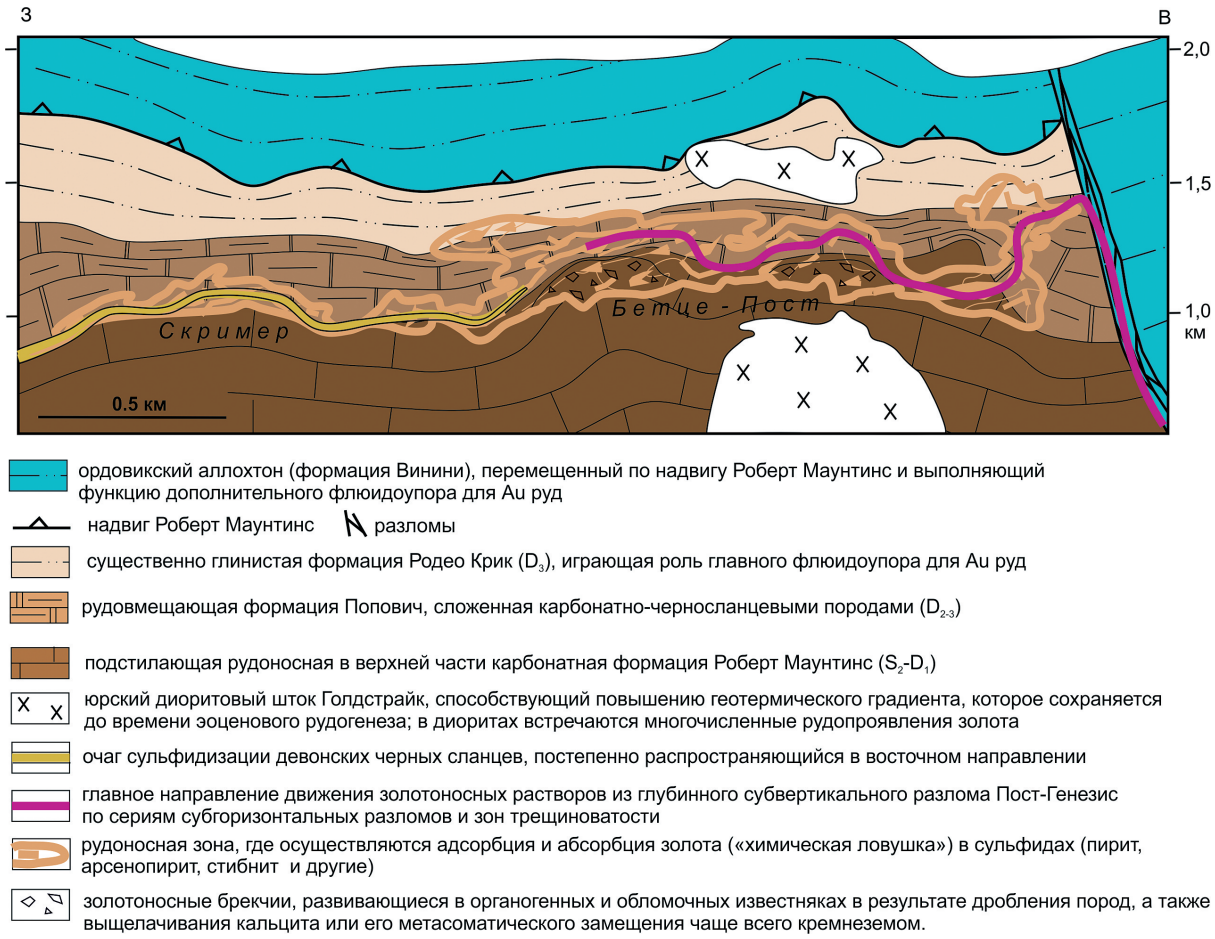


Рис. 131. Палеопрофиль через золоторудный гигант Бетце-Пост.

Построен на время главного рудогенеза (эоцен).

Использованы данные: [Almeida et al., 2010; Cline et al., 2005; Emsbo et al., 2003; Hickey et al., 2014a, b; Kesler et al., 2005; Kuehn, Rose, 1992; Lubben et al., 2012; Ye et al., 2003].

Сорбция происходила главным образом в зоне брекчирования, где — что тоже свойственно нефтегазоносным породам, — предварительно осуществлялись доломитизация органогенных известняков и затем выщелачивание карбонатов, что и обеспечивало эффективное пустотное пространство для золотых руд. Для восстановительной реакции сульфидизации использовалось органическое вещество верхнедевонско-турнейских черных сланцев, а верхнедевонские глинистые породы обеспечили региональный флюидоупор для руд. Раньше он был главным флюидоупором для нефти.

Как следует из сказанного, бывший нефтегазоносный бассейн или краевая часть современного нефтегазоносного бассейна являются идеальными местами для образования даже гигантских месторождений золота, хотя вероятность такого события относительно невелика. Кстати, субгоризонтальный надвиг в зоне сульфидизации является хорошим стимулирующим фактором для рудогенеза.

Наиболее богатые участки района Карлин имеют названия отдельных месторождений (**рис. 134**).

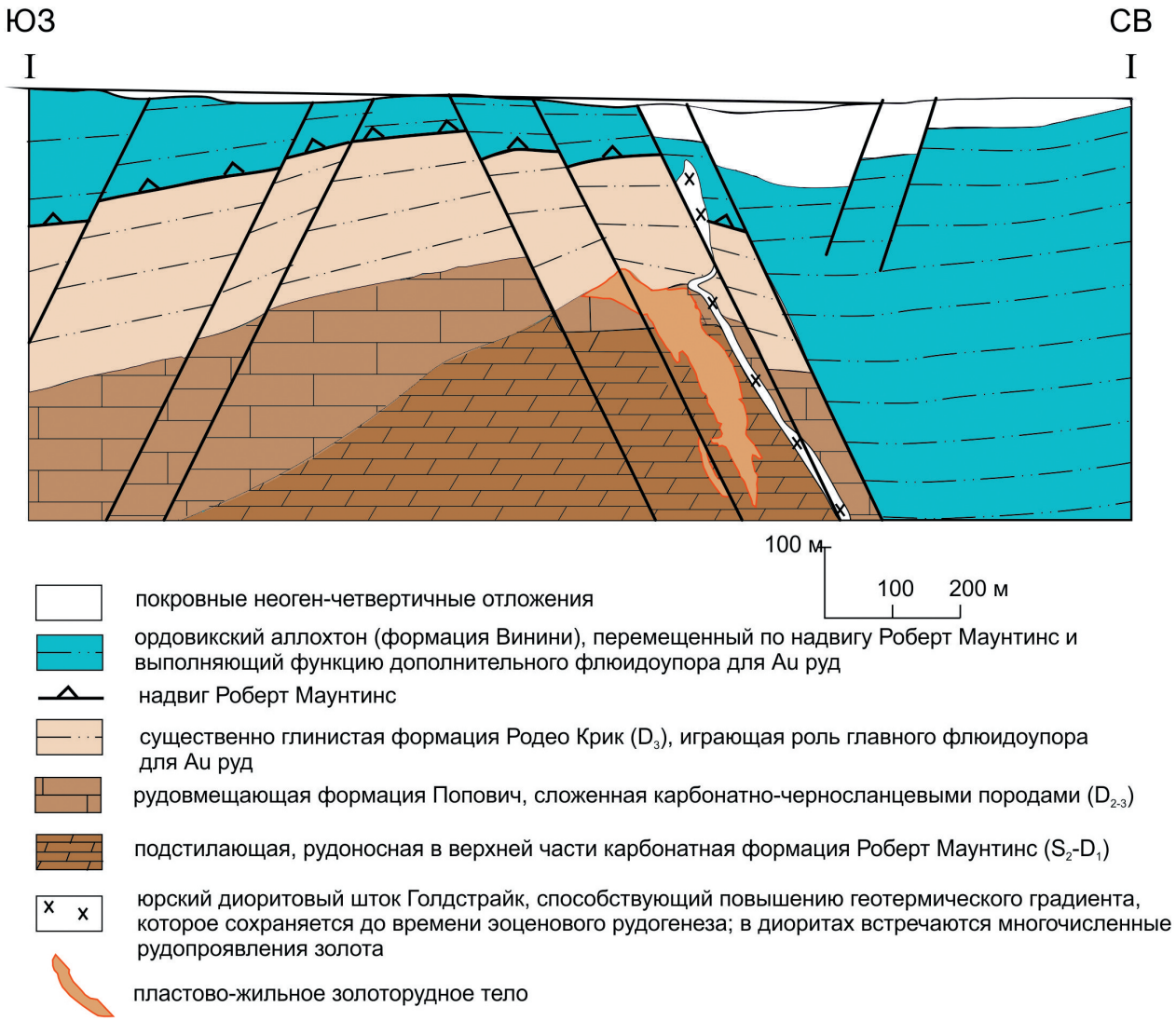


Рис. 132. Поперечный разрез через пластово-жильное месторождение Мейкл. Здесь в руде самое высокое содержание золота (до 400 г/т).

Использованы данные: [Emsbo et al., 2003; Hickey et al., 2014b; Vaughan et al., 2016].

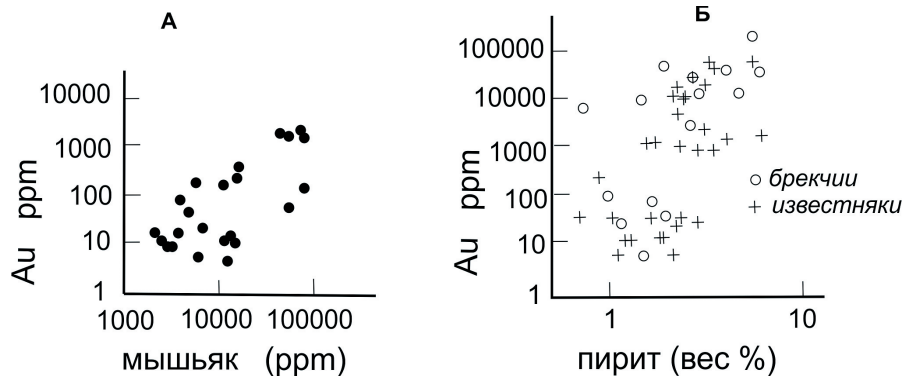


Рис. 133. Соотношения золота в богатых рудах.

А — с мышьяком, Б — с пиритом.

Использованы данные: [Cline et al., 2001; Emsbo et al., 2003; Large et al., 2009; Maroun et al., 2017; Ye et al., 2003].

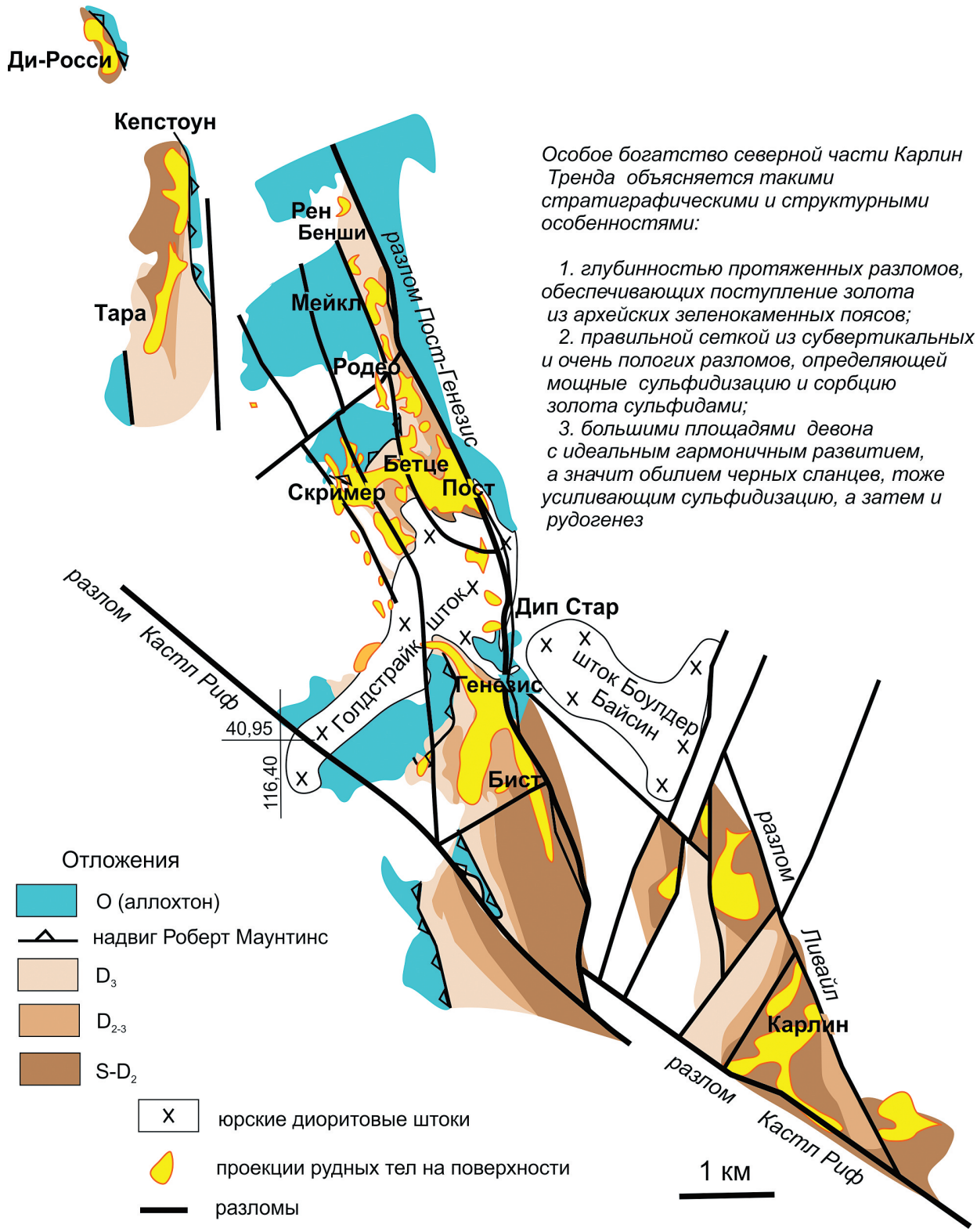


Рис. 134. Месторождения Au самой богатой северной части Карлин Тренда.

Использованы данные: [Cline et al., 2005; Colgan et al., 2014; Emsbo et al., 2003; Hickey et al., 2014a, b; Kesler et al., 2005; Peters et al., 2003; Radtke, 1985; Vaughan et al., 2016; Williams et al., 2000].

5.13. Полиметальный район Бинхем

Эпимантийный район Бинхем (США, штат Юта) в течение нескольких десятков лет был, пожалуй, самым популярным в Северной Америке благодаря гигантским запасам трех металлов: меди, молибдена и золота. Бинхем считается седьмым в мире по запасам Cu (27,5 млн т) и пятым по её содержанию (0,88 %), он также содержит 0,78 млн т Mo, 1600 т Au и 17700 т Ag [Laldtwing et al., 2005].

Характерно, как и в районе Бьютт, разделение металлов в пространстве: вверху медь и золото, а на глубину протягиваются молибденовые руды. Очевидно также влияние осадочных пород на рудогенез (**рис. 135**): песчаных и карбонатных — на свойства резервуаров, а глинистых пород — на свойства флюидоупоров. Из полезных ископаемых следует еще назвать минерализации Pb-Zn-Ag и Au-As.

Кроме того, существует несомненный контроль руд магматизмом, причем не только интрузиями, но и вулканитами, а также глубинными разломами и надвигами (**рис. 136**).

Стоит особо подчеркнуть приуроченность полиметального района Бинхем к положительной магнитной аномалии Уинта Тренд, которая протягивается с востока на запад (от гор Вазач до гор Окверр) более чем на 80 км и существует еще с докембрийского времени (**рис. 137**).

Популярность района Бинхем несколько снизилась после открытия в 2006 году уже рассмотренного выше рудоносного района Пебл Коппер. Этот новый район содержит ту же триаду Au-Mo-Cu, но он богаче всеми металлами примерно в два раза. Еще существеннее, что в Пебл Коппер более ясно проявлены контроль руд батолитом Касканак и влияние на сохранность руд вулканитовых и силловых флюидоупоров.

Бинхем — один из пяти небольших (2 × 2 км) позднеэоценовых–олигоценовых штоков, которые внедрились около 40 млн лет назад в верхнепалеозойские карбонатно-терригенные отложения в пределах положительной магнитной аномалии Уинта Тренд (см. **рис. 137**).

Интрузивная активность на Уинте Тренд наблюдалась между 39 и 32 млн лет. В штоке Бинхем отмечают четыре главных интрузии. Самая древняя (38,1—37,7 млн лет) представлена равномернозернистыми (equigranular) монцонитами (EM), не продуцировавшими рудоносных жил. За ней последовали кварцевые монцонит-порфиры (QMP, 37,7—37,0 млн лет) с максимальным содержанием в их жилах Cu и Au, затем латит-порфиры (LP) и, наконец, кварцевые латит-порфиры (QLP, 37,0—36,8 млн лет) с молибденовой минерализацией.

Нужно отметить, что в нескольких км юго-восточнее расположены андезитовый (36,3 млн лет) и риолитовый (35,5 млн лет) штоки. Т.е. суммарно район Бинхем — это широкая эволюция магматизма от монцонит-латитов к риолиту.

В результате вокруг безрудного ядра штока Бинхем за короткое время (не более 1 млн лет) сформировалось богатое рудное окружение (см. **рис. 136**)

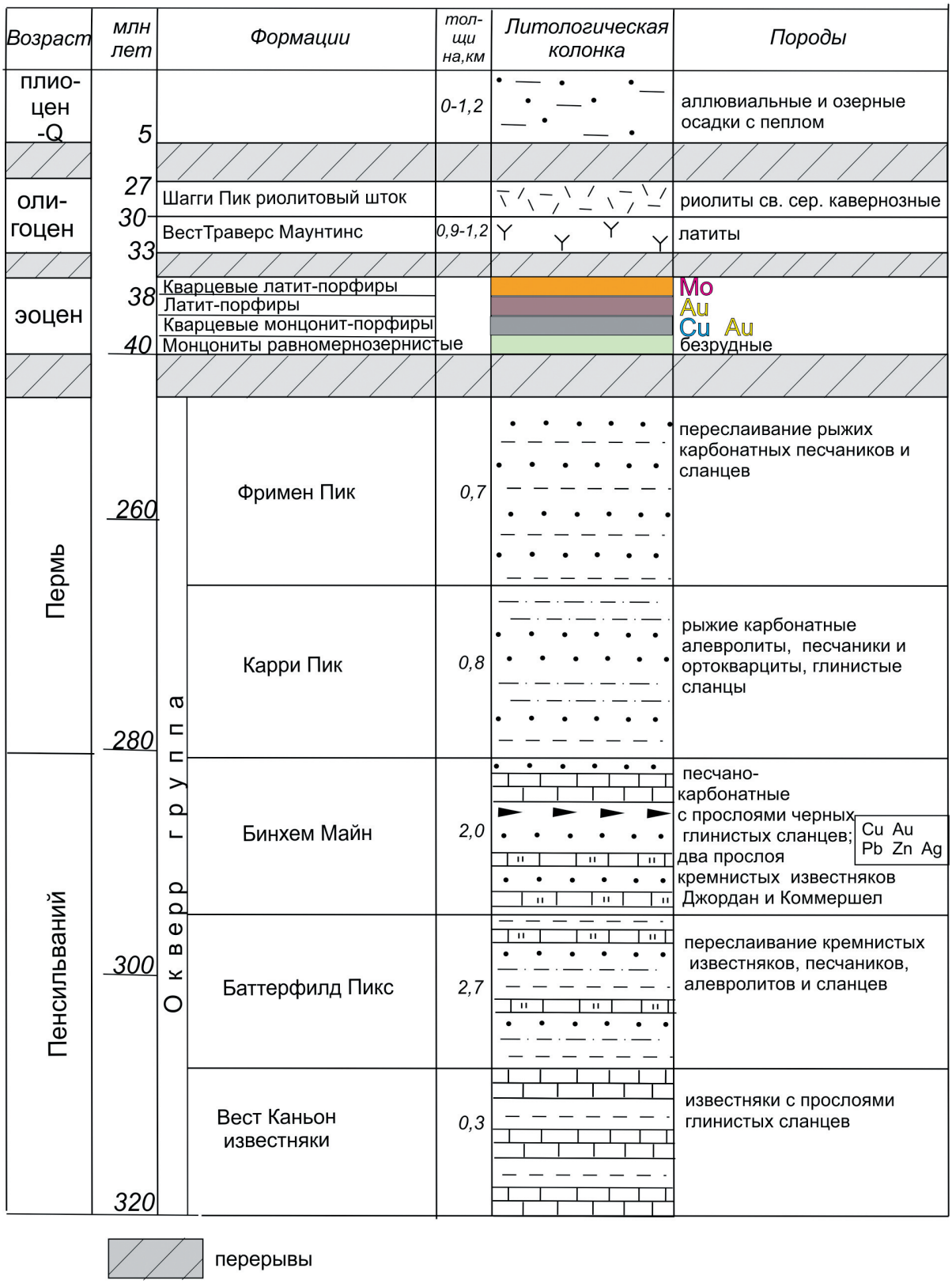


Рис. 135. Литолого-стратиграфическая колонка района Бинхем.
Использованы данные: [Zuccarelli, McKevitt, 2018].

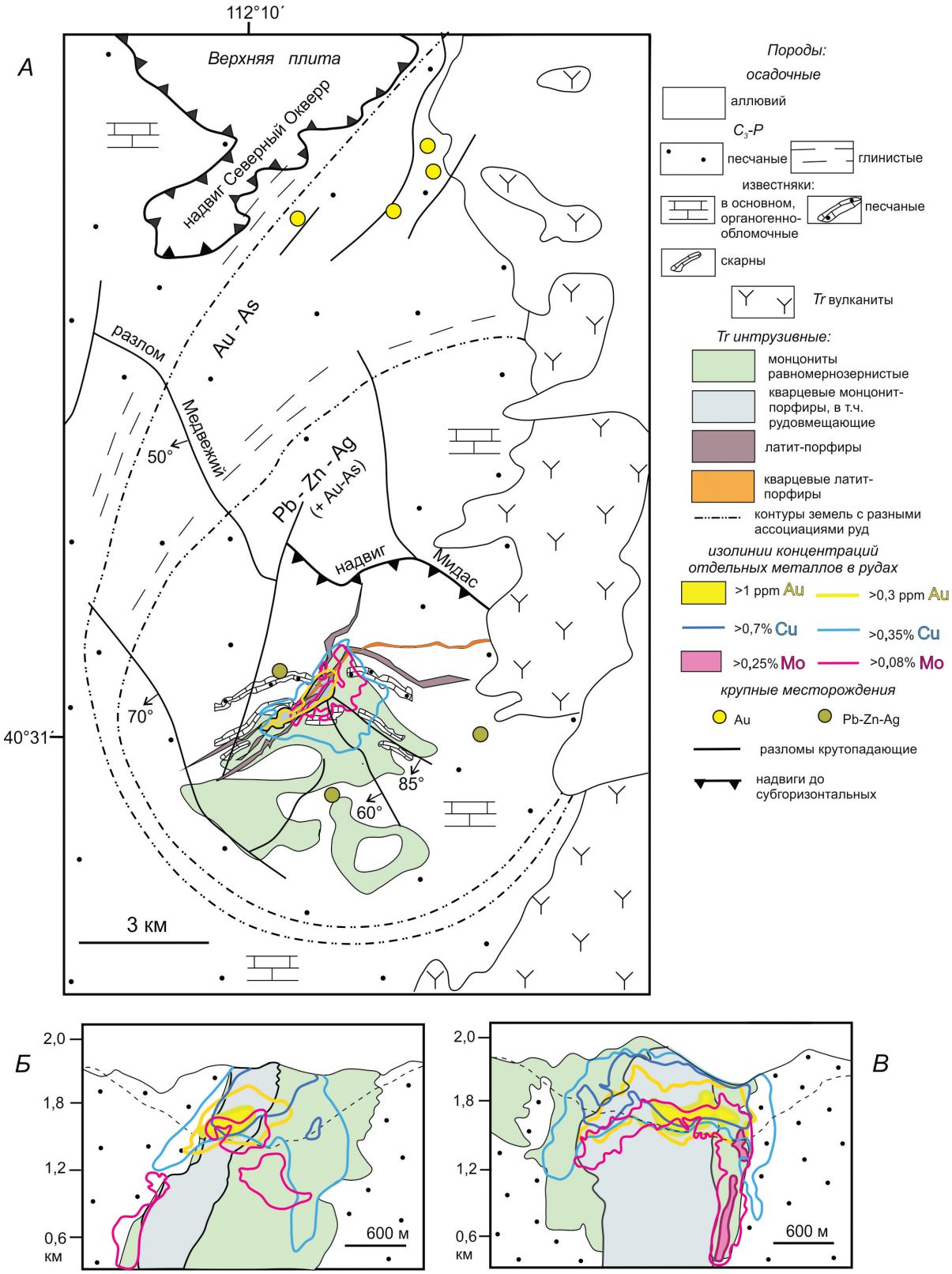


Рис. 136. Геологическая карта (А) и профили (Б, В) полиметального района Бинхем.

Профили: Б — поперечный, В — продольный.

Использованы данные: [Manske, Paul, 2002; Niday, 2015; Tooker, 1999; Zhang, Audetat, 2017a; Zuccarelli, McKevitt, 2018].

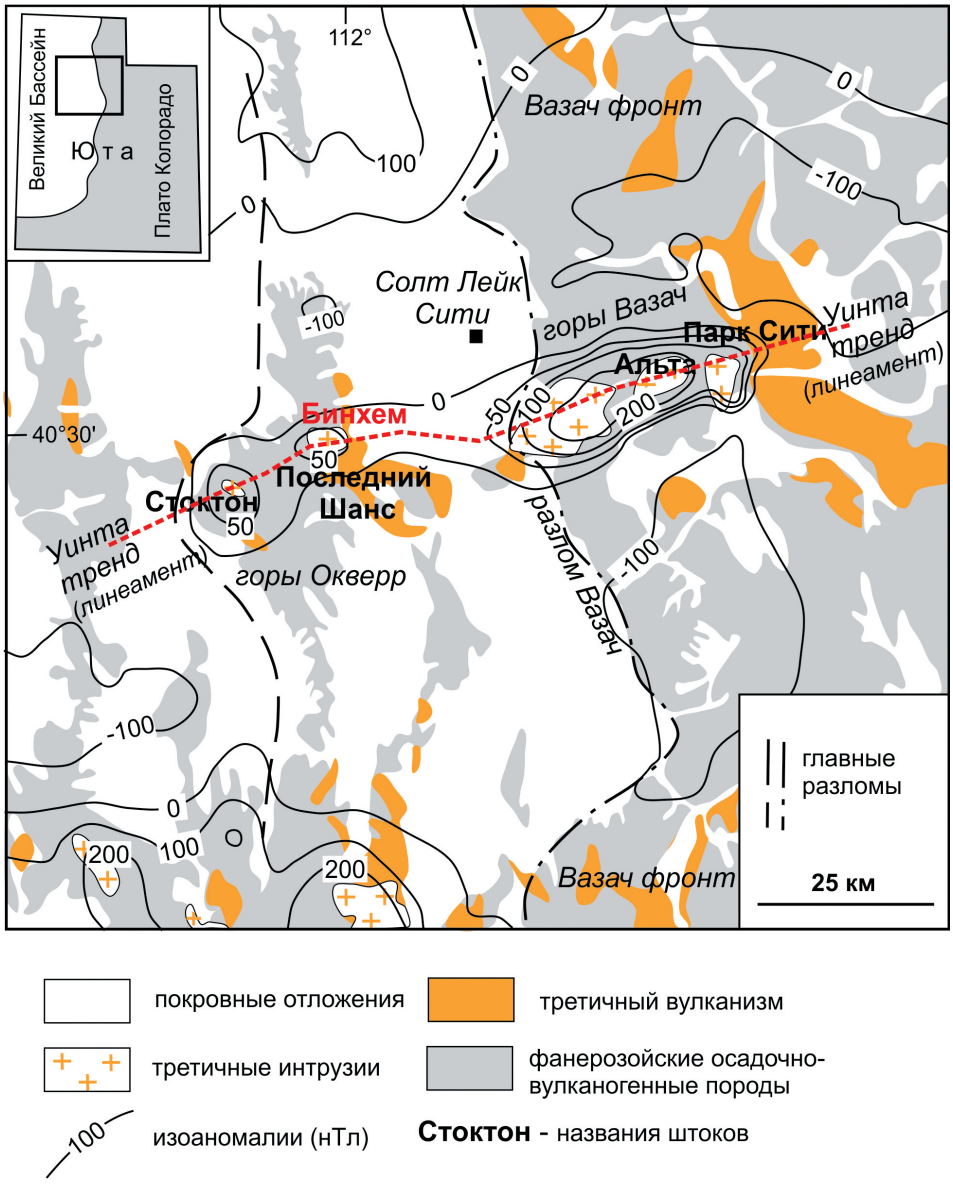


Рис. 137. Положительная магнитная аномалия Уинта Тренд.

Использованы данные: [Bingham Canyon, 2020; Cunningham et al., 2004; Gruen et al., 2010; Hintze, 2005; Keith et al., 1997; Landtwing et al., 2005, 2010; Manske, Paul, 2002; Pettke et al., 2010; Redmond, Einaudi, 2010; Richards, 2013; Seo et al., 2012; Stavast et al., 2006; Steinberger et al., 2013; Tooker, 1999; Zhang, Audetat, 2017; Zuccarelli, McKevitt, 2018].

в виде сменяющейся от молибденовой зоны на глубине — золото-медной зоной в выше расположенных дайках и силлах. Далее преимущественно в ССЗ направлении во вмещающих «не порфировых» породах отмечается пиритовая и свинец-цинк-серебряная (с золотом и мышьяком) зона.

Источником металлов служила поступающая по активизированным мезозойским разломам магма (юрский Элко и меловой Севиер орогенезы), а флюидоупорами помимо собственных эоценовых глинистых пород — надвиги (главный надвиг Мидас) пермских отложений тех же мезозойских орогенов. При этом и сами вмещающие породы играли важную роль в мине-

ралообразовании: черные сланцы как источники серы при сульфидизации органического вещества в процессе полиметаллического рудообразования, а известняки (два главных прослоя кремнистых известняков: Коммершел и Джордан) — в образовании рудоносных скарнов. При этом наиболее высокие содержания Cu и Au отмечены на пересечении активизированных в то же мезозойское время ССВ и СЗ разломов, вдоль которых проходили наиболее интенсивные вторичные изменения (пропилитизация, калишпатизация, серицитизация).

5.*14. Молибденоворудный район Пояс Колорадо*

Молибденоворудный район Пояс Колорадо в США является центром знаменитого Минерального пояса, в который входят, кроме Урада и Хендерсона, по крайней мере, еще три гигантских или крупнейших месторождения: Клаймекс, Маунт Эммонс и Редвелл (**рис. 138**).

Запасы двух месторождений, входящих в район, составляют: Хендерсон — Mo 1,2 млн т, в т.ч. 350 тыс. т добыто, содержание 0,17 % и Клаймекс — 2,2 млн т, добыто 1,03 млн т.

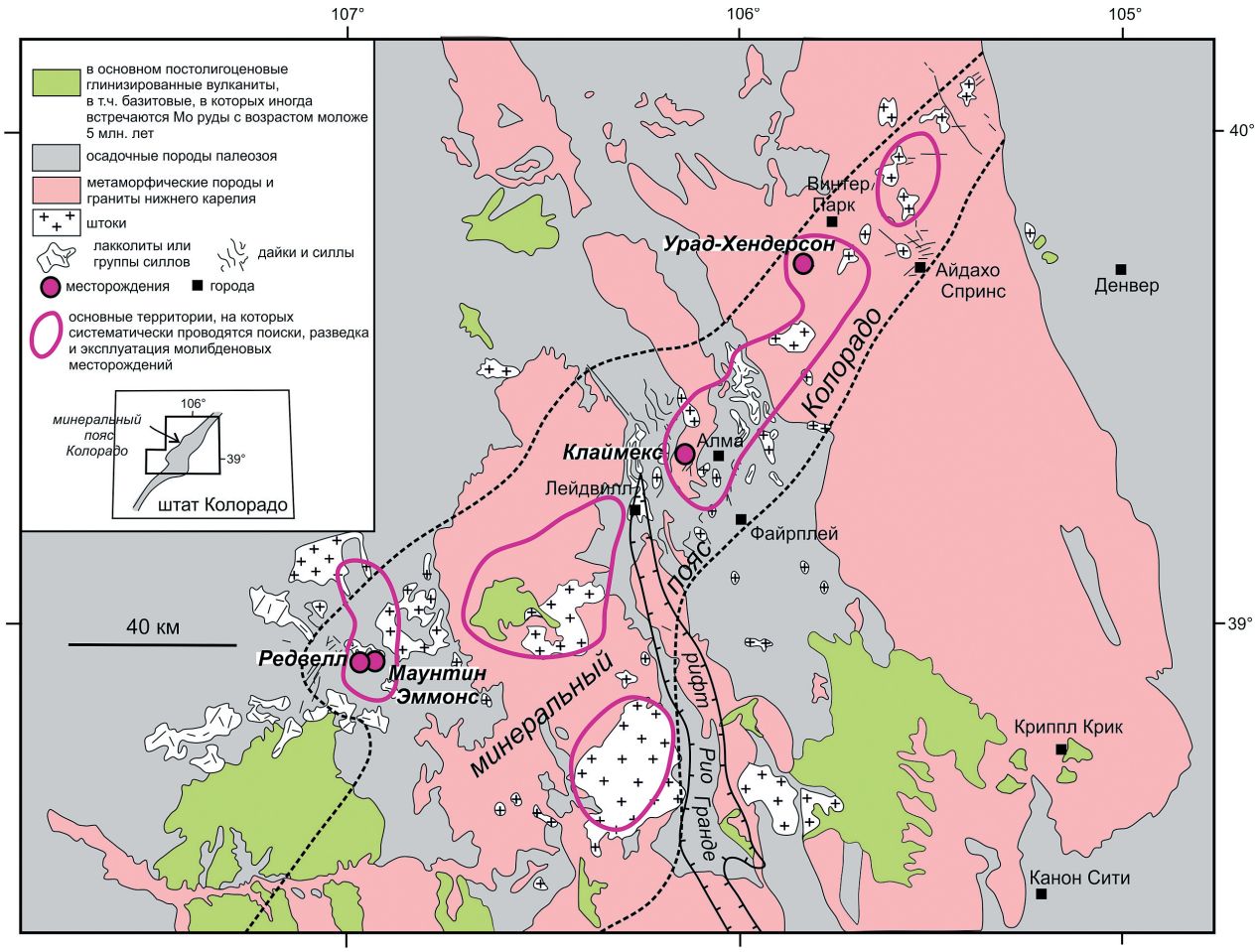
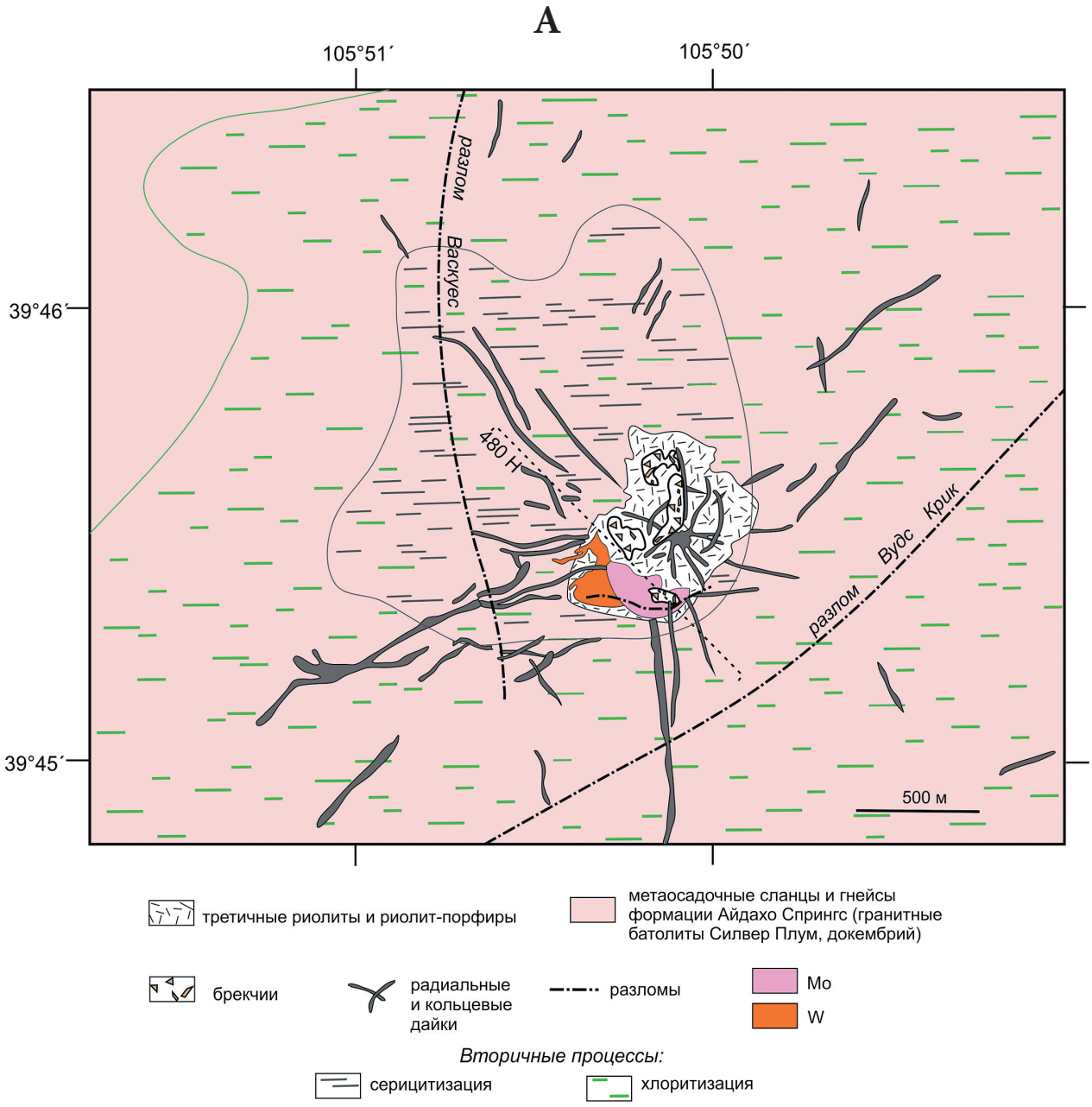


Рис. 138. Олигоценовые рудные месторождения Пояса Колорадо.
Использованы данные: [Audetat, Li, 2017; Lüders et al., 2009; Wallace et al., 1978].

Эти месторождения исключительно разнообразны, причем не только набором сопутствующих металлов (к молибдену традиционно присоединяется медь, но бывает также вольфрам — в месторождении Урад, цинк и свинец — в месторождении Редвелл), но и особенностями интрузивных тел, их размерами (от батолитов до малых интрузий) и морфологией (штоки, дайки, в том числе редко встречающиеся кольцевые и радиальные, лакколиты и группы силлов) — **рис. 139—141**.

Наибольшее разнообразие относится к флюидам, смешение которых приводит к рудогенезу. В рудогенезе, который имеет в основном кайнозойский возраст, участвовали: вулканические и интрузивные расплавы, растворы из карельских метаморфических пород, а из палеозойских осадочных пород — кремнистые и гидрокарбонатные растворы.



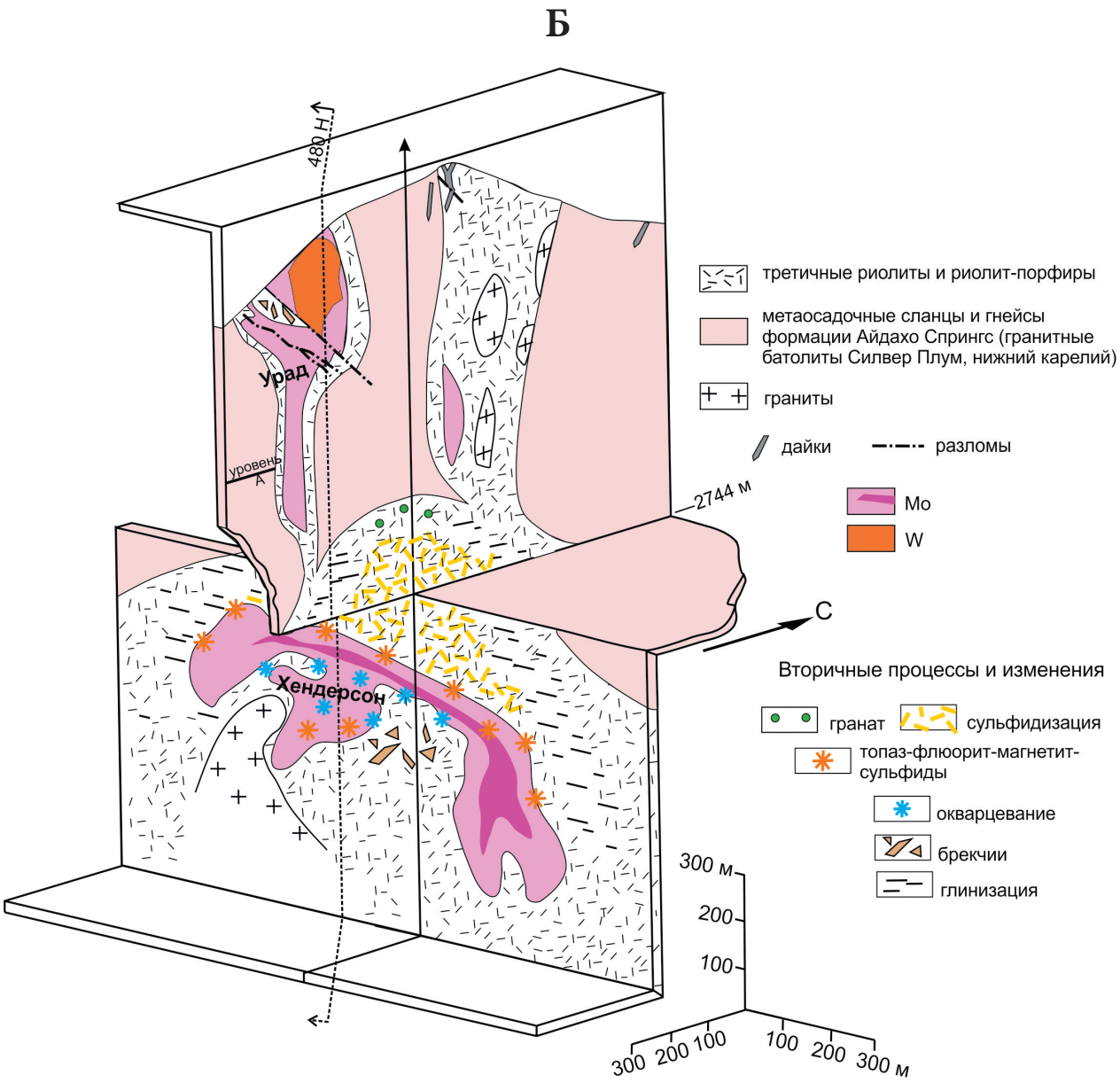


Рис. 139. Разнообразие даек, брекчий и вторичных процессов в рудоносных зонах Пояса Колорадо.

Показаны месторождения Урад и Хендерсон (А — карта, Б — блок-диаграмма).

Использованы данные: [Biogeohydrological…, 2004; Mercer et al., 2015; Seedorff, Einaudi, 2004a, b; Wallace et al., 1978; White et al., 1981; Zhang, Audetat, 2017b].

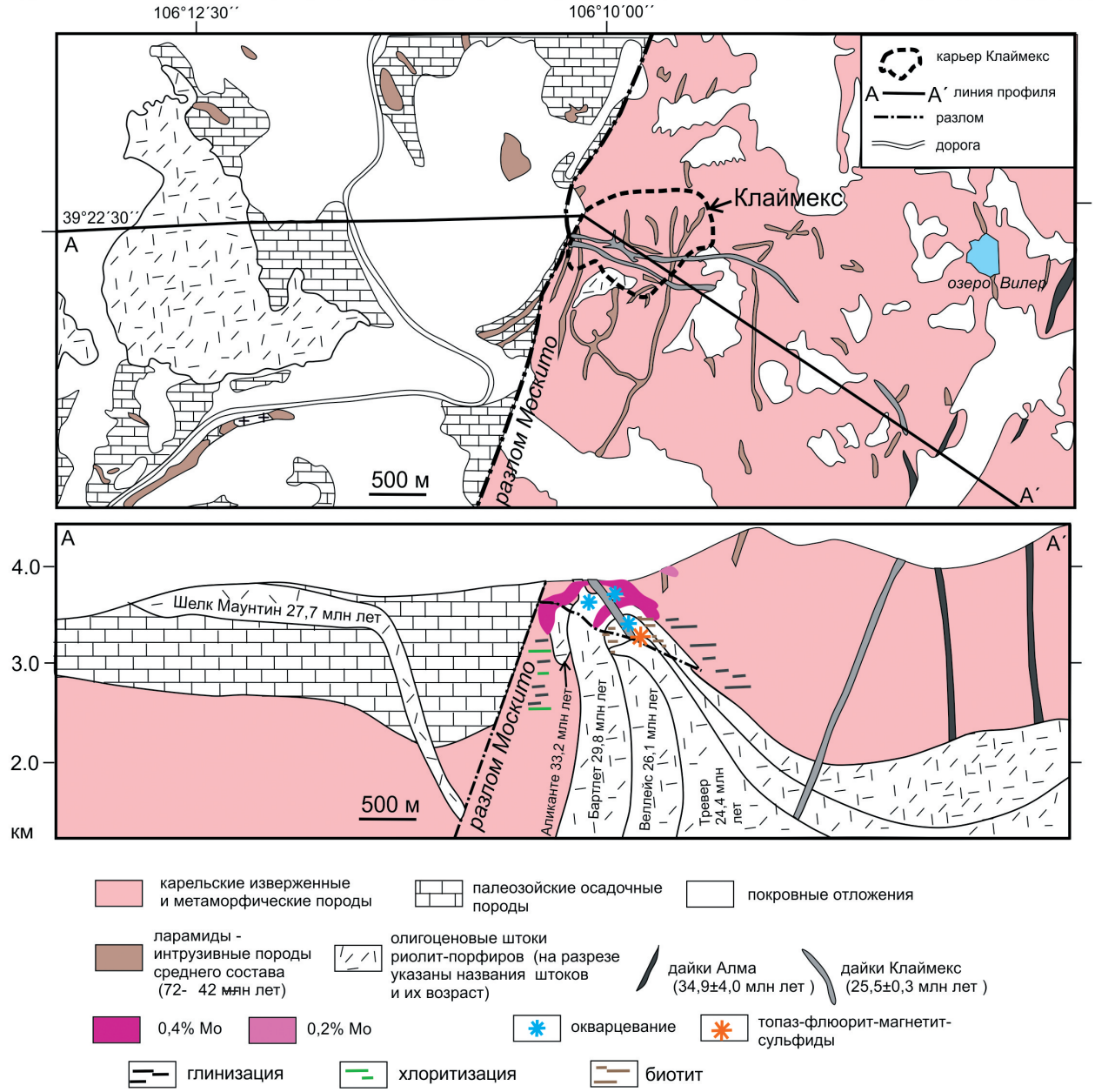


Рис. 140. Геологическая карта и разрез молибденового месторождения Клаймекс.

Использованы данные: [Audetat, Li, 2017; Hall et al., 1974; Shannon, Nelson, 2006; White et al., 1981].

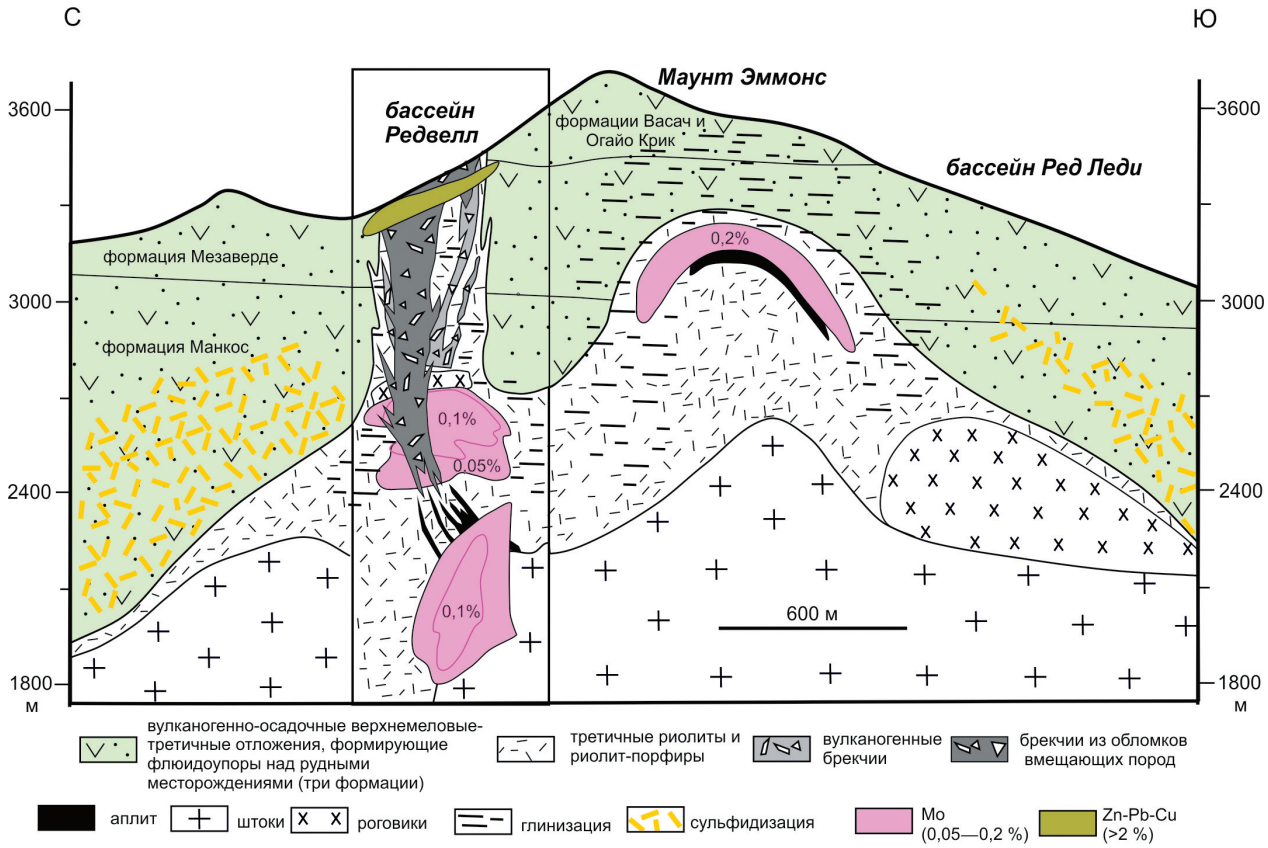


Рис. 141. История формирования молибденовых месторождений в бассейне Редвелл и на Маунт Эммонс.

Использованы данные: [Sharp, 1978; White et al., 1981].

Всё же в целом мы считаем молибденовые месторождения эпиосадочными, поскольку роль смешения с флюидами именно осадочных пород нам представляется первостепенной. Эта роль особо подчеркивается вторичными изменениями, среди которых доминируют серицитизация, хлоритизация, окварцевание, а также брекчирование, способствующее улучшению пустотного пространства. Из новообразованных минералов назовем гранат, топаз, флюорит, магнетит, сопутствующие формированию рудных сульфидов (см. **рис. 139—141**).

Глава 6. Основные черты эволюции рудогенеза в истории Земли[1]

Самой важной частью всей нашей работы представляются картирование и детальная характеристика 50 ключевых рудоносных районов, выполненные в виде многочисленных цветных иллюстраций. Эти районы являются самыми знаменитыми, самыми богатыми, самыми оригинальными и самыми изученными из всех рудоносных районов мира, благодаря чему удается подойти непосредственно к генетическим типам руд.

Выделенные районы следующим образом распределяются по шести частям света: Северная Америка — 11 районов (Карлин, Пебл Коппер, Атабаска, Гуанахуато, Бьютт, пояс Колорадо, Садбери, Ред Дог, Вибурнум Тренд, Бинхем, Салливан), Европа — 3 (КМА, Альмаден, Любин), Азия — 13 (Баян Обо, Мурунтау, Инкай, Норильск, Томтор, Сухой Лог, Ермаковское, Элькон, Антей-Стрельцовское, Сигуаншань, Шапингоу, Наниху-Сандаожан, Шичжуаян), Африка — 9 (Центральный Ранд, Великая Дайка, Восточный Бушвельд Pt, Pd, Западный Бушвельд Cr, Pt, Северный Бушвельд V, Ti, Обуяси, Колвези, Конкола, поле Калахари), Южная Америка — 7 (Эль Тениенте-Лос Бронсес, Серро Рико де Потоси, Чукикамата, Морро Велью-Куяба, Араха, Агуас Кларос, Серро Норте), Австралия — 7 (Маунт Айза, Брокен Хилл, Том Прайс, Олимпик Дам, Голден Майл, Маунт Кейт, Джабилука).

В нашей работе вся теория рудогенеза подчинена *периодической системе гигантских месторождений* (см. *Введение*). Характеристика рудоносных районов дана в порядке их возраста — от более древних к более молодым. Самыми древними, как известно, являются месторождения Африки, прежде всего золотоносные конгломераты Витватерсранда, образованные от 3,0 до 2,7 млрд лет назад.

Из всех рассмотренных в этой работе ключевых рудоносных районов самыми молодыми являются североамериканские. Из одиннадцати только в трех районах возраст руд древнее 500 млн лет, а в остальных восьми он колеблется от 250 млн лет (Вибурнум Тренд) до 40 млн лет (Карлин). Характерно, что самые древние районы являются и самыми знаменитыми.

Итак, в книге приведена информация о ключевых рудоносных районах: на карте Мира (см. **рис. 1**), приводятся сведения о литостратиграфии продуктивных отложений, а на крупномасштабных картах и разрезах — все данные о самих гигантских месторождениях в каждом из 50 районов (а всего их 215).

---

[1] Читателю полезно иметь в виду, что первоначально *Автор* намеревался составить и *Заключение* к своей книге…, но, занятый бесконечным добыванием новой информации, дождался того, когда уже не был в состоянии сделать всё намеченное (см. *От издателя*, с. 3). Поэтому данный текст — по необходимости — в какой-то мере заменяет так и не составленное *Заключение*. — *Примечание Издателя, 10.09. 2025.*

После обобщения материалов по отдельным рудоносным районам мира естественно перейти к общим проблемам рудогенеза, но здесь существует важное препятствие. Дело в том, что представляется не совсем корректным пытаться установить все мировые закономерности с распределением 28 металлов в восьми гармоничных частях разреза от архея до современности всего лишь по 50, пусть и ключевым, рудоносным районам. Поэтому мы нанесли на карту Мира (**рис. 1**), кроме 50 районов, 105 гигантов за их пределами.

«Дополнительные» (вне-районные) гиганты также очень важны для понимания общих закономерностей рудогенеза, хотя данных о «дополнительных» гигантах имеется заметно меньше, чем о гигантах в ключевых районах. В табличном *Приложении 2* приведены сведения о возрасте руд, ассоциациях в них металлов, запасах руд и другие необходимые данные об этих 105 гигантах.

Что касается месторождений рядовых, не гигантских, то в них особенно сильно проявлены частные региональные особенности, которые обычно затушевывают общие особенности глобальных закономерностей рудогенеза, поэтому рядовые месторождения, как правило, непригодны.

На **рис. 2** была представлена вся картина эволюционных изменений, среди которых решающее значение имеет сочетание осадочных, прежде всего биогенных процессов, с различными влияниями мантии, причем смешение тех и других флюидов определяет разнообразие гигантского рудогенеза. По сути, это наша периодическая система гигантских месторождений, где в строках показывается последовательное время геологических событий. Этапы, на которых сменяются ассоциации металлов в гигантских месторождениях, приведены в двух последних графах. В трех предыдущих графах в виде кружков даны 50 ключевых районов, представляющих три типа месторождений: эпиосадочные, трансвапоритовые и эпимантийные.

Следующий шаг — определить последовательность описания проблем рудогенеза, и сразу же повторим, что началом пути мы называем дату 3 млрд лет, когда, по нашим представлениям, начали повсеместно формироваться на Земле гигантские месторождения. Вроде бы никто пока эту дату не называл, но нам она насущно необходима, поскольку гиганты являются целью всей работы. Эта величина выглядит естественной хотя бы потому, что первые золотые гиганты образуются в Витватерсранде и далее в Центральном Ранде с 3 до 2,7 млрд лет. У золота это главный максимум рудогенеза, но у многих других металлов именно с этого возраста начинаются «попытки» образования гигантов. К примеру, именно с этого возраста появились свинцово-цинковые и никелевые гиганты (Маунт Кейт).

Конечно, формирование золотоносных конгломератов продолжается, но возникающие залежи постепенно перекрываются более молодыми осадками, и после активизаций от зеленокаменных куполов могут мобилизоваться вторичные золотоносные растворы, которые образуют и новые месторождения. Часть из них стимулирует генерацию новых гигантов (эпимантийные месторождения Карлин, Сухой Лог и многие другие).

Из древних месторождений даны подробно рассматриваемые в этой книге районы Морро Велью-Куяба в Бразилии (раздел *3.1*) и Калгурли в Австралии (раздел *2.1*). В первом из них сейчас активно разведуется гигант Куяба с многими оригинальными чертами, а второй знаменит, помимо богатства, тем, что золотые руды метасоматически замещают долеритовую дайку. Хотя такие процессы уже многократно описаны, тем не менее, в столь знаменитом районе это приковывает всеобщее внимание. Еще раз напомним, что все золотые гиганты относятся нами к группе эпимантийных месторождений.

Сразу за главным эпимантийным максимумом золота 2,7 млрд лет начинается феноменальный процесс, когда изливающиеся мантийные мафитовые и ультрамафитовые расплавы в буквальном смысле становятся пищей для железобактерий, которые таким образом аккумулируют грандиозные поля окисных железных руд (возраст 2,6—2,3 млрд лет), не только обеспечивших железную цивилизацию на Земле, но и потрясающие руды, например, месторождения Том Прайс в Австралии, которые буквально самообогащаются молодыми природными процессами интенсивного химического выветривания (раздел *2.3*).

В мире нет супергиганта, равного Том Прайс, но, тем не менее, почти по всей Южной Америке встречаются многочисленные железорудные гиганты, часто приближающиеся к этому уникуму. Есть они на юге Бразилии в «Железном Четырехугольнике», в частности, гиганты Агуас Кларас и Пико (раздел *3.2*), но есть и в Северной Бразилии в Каражасе — район Серра Норте (раздел *3.3*). Все эти месторождения тоже тесно связаны, как и Том Прайс в Австралии, с тропическим климатом. Севернее железных руд тоже много, но качество руд к северу быстро ухудшается, например, у самого богатого в мире района Курской Магнитной Аномалии (раздел *5.2*).

В итоге реализуется мощный эпиосадочный рудогенез, хотя опять уверенно различается участие, наряду с ним, еще более мощного мантийного процесса. Впрочем, осадочный и мантийный процессы до поры до времени действуют раздельно, то есть смешения тех и других флюидов почти не происходит.

После эпиосадочного железорудного максимума и частично одновременно с ним нарастает новый эпимантийный процесс (2,2—1,9 млрд лет), пожалуй, самый яркий за всю историю. Это время двух уникумов: Великой Дайки (раздел *1.2*) и фантастической по размеру Бушвельдской интрузии (разделы *1.4—1.6*), а также меньшей по площади, но не по популярности интрузии Садбери (раздел *5.1*). И опять сразу за эпимантийным следует один из самых выразительных эпиосадочный акитканский максимум (1,9—1,6 млрд лет), породивший уникальные свинцово-цинково-серебряные и урановые руды в очень многих странах мира.

Богатейшие акитканские свинцово-цинково-серебряные руды представлены в Австралии. Особенно интересен район Маунт Айза (раздел *2.5*), в котором многократно возрождающийся разлом Маунт Айза обеспечивает исключительное богатство руд. Почти не уступает ему по запасам район Брокен Хилл (раздел *2.6*), который, правда, еще более знаменит благодаря зеле-

ной шпинели ганит. Урановорудный трансвапоритовый район Олимпик Дам (раздел *2.7*) того же возраста является самым богатым урановым месторождением в мире (1,2 млн т урана). Все же нас особенно привлекает то, что рассматриваемый эпиосадочный максимум как бы закрывает предшествующий традиционный этап развития и предопределяет грандиозный скачок в эволюции рудогенеза.

Трансвапоризация впервые позволила реализовать простое смешение осадочных и мантийных флюидов и таким образом существенно увеличила предельные запасы руд в гигантских трансвапоритовых месторождениях. В целом, это чередование эпиосадочного и эпимантийного рудогенеза — тоже яркий штрих в эволюции.

Правда, еще задолго до этого, а именно при формировании никелеворудного гиганта Маунт Кейт в Австралии впервые 2,6 млрд лет назад, реализуется смешение эпимантийных и эпиосадочных флюидов (раздел *2.2*) — осадочные флюиды за счет аномально-высоких пластовых давлений поступают в изливающиеся по разломам мантийные расплавы, в результате чего и образуются богатейшие никелевые руды. Этот процесс уникален особенно тем, что трансвапоризация (смешение мантийных и осадочных флюидов) впервые реализуется задолго до того, как она становится привычным явлением. Действительно, следующий такой акт происходит лишь 1,3 млрд лет назад при формировании еще большего уникума — редкоземельного супергиганта Баян Обо в Китае (раздел *4.1*), где заключены запасы подавляющей части мировых легких редких земель. Характерно, что, как и во многих других примерах, мы наблюдаем при этом смешении оригинальное сочетание магматогенного (щелочная ультрамафитовая интрузия) и биогенного (интрузия внедряется в доломитизированные органогенно-обломочные карбонатные породы формации Халауета) факторов рудогенеза. Вместе с тем, в интервале времени между образованием гигантов Маунт Кейт и Баян Обо известно лишь несколько случаев трансвапоризации в гигантских месторождениях Олимпик Дам и Салливан (разделы *2.7* и *5.3*).

Если же характеризовать этот интервал времени (до 1,9—1,6 млрд лет, т.е. до акиткания) в целом, то доминируют по очереди то эпимантийные, то эпиосадочные гиганты, причем они резко выделяются как многочисленными публикациями, так и запасами приуроченных к этим месторождениям руд. Среди эпимантийных это, конечно, расслоенные интрузии Великая Дайка (раздел *1.*2) и Бушвельд (разделы *1.4—1.6*), а среди эпиосадочных — урановорудные гиганты Атабаска (раздел *5.4*), Джабилука (раздел *2.4*) и замечательный свинцово-цинково-серебряный гигант Маунт Айза (раздел *2.5*). Таким образом, осуществляется эволюционный переход от выдающихся эпиосадочных и эпимантийных гигантов к доминированию гигантов, образующихся по трансвапоритовой модели рудогенеза.

Сразу же отметим следующий за Баян Обо другой трансвапоритовый уникальный район Колвези на севере Луфилианского пояса Африки, пусть и не такой знаменитый, но являющийся самым богатым в мире среди кобаль-

товых гигантов (3,4 млн т Co). В ДР Конго гигантские запасы кобальта установлены еще в месторождениях Мусонои, Тенке, Фунгурума, Комото, Камбове и Мутоши (раздел *1.7*) — чуть ли не рекордное число гигантов в одном ключевом районе. Район Колвези пережил в синии три этапа в своем развитии: 1) формирование солеродного нефтегазоносного бассейна (880—740 млн лет), 2) разрушение нефтегазоносного бассейна, гравитационное опускание рассолов и зарождение рудоносности (740—640 млн лет) и 3) активизация дизъюнктивной дислокации и массовое образование руд (640—530 млн лет). В этих месторождениях возникает ассоциация сульфидов никеля и кобальта, которая сменяется карбонатами, гидратами и даже арсенатами: кобальтин, гетерогенит и эритрин.

Очень похожая история с теми же тремя этапами синийского развития характерна для эпиосадочного меденосного района Конкола (раздел *1.8*), хотя он находится далеко к югу, в Замбии. В обоих районах наблюдается очень интересная смена минеральных ассоциаций, но особенно в районе Конкола, где в ходе рудогенеза несколько раз меняется валентность меди: сначала двухвалентная медь в халькопирите и ковеллине, потом почти только одновалетная медь в борните, дигените, халькозине и куприте, а в конце, в условиях сильного окисления, снова доминация двухвалентной меди в малахите, бирюзе и хризоколле. Кстати, такие геохимические вариации в большой мере связаны, хоть и опосредованно, с трансвапоризацией. Забегая вперед, обратим внимание на то, что и вся последующая история развития характеризуется целой серией таких гигантов, которые заключают до половины запасов каждого очередного из рассматриваемых металлов. Эту череду богатейших, причем меняющихся по составу руд, мы называем **лавинной трансвапоризацией**. Дальше мы перечислим, по возможности, все следующие друг за другом события.

Сразу за кобальтовыми гигантами образуется один из оригинальнейших ртутоносный трансвапоритовый район Альмаден в Испании (раздел *5.5*), содержащий больше половины мировых запасов ртути. Среди всех трансвапоритовых районов он выделяется прежде всего очень длительным существованием в качестве богатейшего нефтегазоносного бассейна, в котором углеводороды содержались в высокоемких кварцевых песчаниках. Активизация в середине девона привела к рассеянию нефтеносности без значительного искажения структурных форм и влияния метаморфизма, так что пустотное пространство, сохраненное нефтенакоплением, практически полностью было занято только что образованными ртутными рудами. Пострудный же метаморфизм на рудоносность почти не повлиял. В числе прочего, сохранность руд определялась уникальным качеством вулканогенной формации Фрайлеска как регионального флюидоупора. Уникальные же запасы ртутных руд диктовались исключительно эффективными смешением мантийных расплавов с рассолами осадочных пород и поступлением ртути как из магматических пород, так и из материнских силурийских черных сланцев. Вообще столь эффективный и многофакторный рудогенез встречается крайне редко и служит ярким, почти учебным примером особого значения трансвапоризации.

В этом месте следует остановиться и рассмотреть появление среди традиционных серебряных гигантов Мексики (Гуанахуато — раздел *5.10*) и Перу (Сан Рафаэль) польского купершифера Любин (раздел *5.7*). Причина — снова в трансвапоризации — ее участие способствует смешению неравновесных флюидов.

Следующий уникальный процесс рудогенеза представлен полиметальным районом Томтор (Россия, север Восточной Сибири) (раздел *4.4*). Сразу же отметим главную оригинальную черту этого района: когда была составлена и химически проанализирована сборная проба по томторским рудам, стало ясно, что мы имеем дело с редчайшим объектом, где встречаются удивительные руды, в которых все содержащиеся химические элементы являются кондиционными для добычи. Разумеется, для их разработки требуются соответствующие технологии, но при этом очевидна исключительная ценность руд, пусть на это и требуются большие предварительные затраты. Металлов с кондиционными содержаниями несколько: редкие земли (иттрий, скандий), ниобий, торий, фосфор и другие. Но удаленность от промышленных центров приводит к тому, что разработка затягивается. Разумеется, для России это один из самых перспективных районов, причем, вероятно, важнее всего редкие земли и ниобий, но именно для них оценка рыночной стратегии наиболее сложна. С точки же зрения геологии район исключительно интересен, как главное, разнообразием кондиционных руд. Версий о происхождении руд много, причем с традиционными мантийной и осадочной сталкивается, например, самостоятельная вулканогенная версия, что лишний раз подчеркивает оригинальность проблемы.

Еще один выдающийся трансвапоритовый район находится в Бразилии. Это часто цитируемый район Араха (раздел *3.4*), знаменитый тем, что в нем единственном в течение более чем 50 лет извлекался и экспортировался почти во все страны мира ниобий. Даже сейчас, когда ресурсы почти исчерпаны, и освоение практически переходит к расположенным неподалеку месторождениям Каталао I и II, по-прежнему делаются попытки отыскать и в Арахе новые места для разработки.

Следующий район, в котором проявляются особые свойства трансвапоритов, Норильский (раздел *4.5*), причем он выделяется даже среди них. Он настолько специфичен, что отмечался как оригинальный даже до его отнесения к трансвапоритам. Действительно, запасы никеля больше 40 млн т превосходят ближайший по запасам знаменитый район Маунт Кейт (3,5 млн тонн) больше, чем в 10 раз, и число металлов, достигающих гигантских запасов в рудах, самое большое — пять: никель, палладий, кобальт, медь и платина. Вообще Норильский район с самыми яркими чертами трансвапоризации стал одним из первых в составленном нами ряду трансвапоритов. Более того, рассматривая претендентов на принадлежность к этой группе металлов, мы прежде всего обращаемся к Норильску. В частности, практически нет больше трансвапоритовых районов с такими большими отклонениями химических составов от стандартных. Именно для них мы чаще всего применяем правило, предло-

женное А. И. Гинзбургом [1977] для отличия метасоматитов от сомнительных магматических пород.

Остальные самые яркие из уникальных трансвапоритовых районов мы сначала просто перечислим: Ермаковский — Be, Олимпик Дам — U, Сигуаншань — Sb, Шичжуаян — W, Шапингоу — Mo, Антей-Стрельцовский — U, Чукикамата — Cu, Пебл Коппер — Mo, Au, Cu, Серро Рико де Потоси — Sn, Ag и Эль Тениенте-Лос Бронсес — Cu, Mo. Будучи самыми молодыми во всей геологической летописи, эти районы не только исключительно богаты, но и являются самыми оригинальными, в том числе сильно отличаясь и друг от друга.

Ермаковский бериллиевый район (раздел *4.6*) характеризуется особенно яркими чертами как участвующих в рудогенезе магматических пород, так и самих руд. Большинство интрузий и даек отклоняется от стандартного состава, а руды по составу бертрандитовые. Руды в основном приурочены к древним (карельским) карбонатным породам, что способствует эффективному пустотообразованию, а, как следствие, и рудогенезу. По нашим данным [Аплонов, Лебедев, 2010], в конце раннего карелия очень большую площадь занимал нефтегазоносный бассейн, активизация которого привела к оригинальному рудогенезу с максимумом 224 млн лет. В рудогенезе активно участвовали рассолы, так что смешение флюидов привело к разнообразию минеральных ассоциаций, особенно среди бериллиевых минералов. Характерно также интенсивное брекчирование с обломками магматических пород, скарнов и слюдитов. Сейчас мезозойские породы и значительная часть руд размыты, так что на поверхность выведены древние породы и весьма разнообразные руды.

Следующими в смысле уменьшения возраста образующихся руд являются уникальные месторождения Китая, прежде всего, принадлежащие трансвапоритовому району Сигуаншань (сурьмяно-ртутные руды — раздел *4.10*). Это китайская классика — месторождения платформы Янцзы. Здесь особенно широко распространены гармоничные материнские для большинства руд породы синия. В районе Сигуаншань господствуют трансвапориты, так что, наряду с доломитами, черными сланцами и метаморфизованными породами фундамента в рудогенезе участвуют и мафитовые расплавы. Самые богатые руды сложены почти чистым антимонитом, а потому производят очень сильное впечатление. Руды размещаются в брекчированных и окварцованных девонских известняках, изолированных протяженным глинистым флюидоупором.

Одно из самых богатых в мире месторождение вольфрама Шичжуаян в ключевом одноимённом районе тоже находится в пределах платформы Янцзы, но в области выходов средне-верхнепалеозойских карбонатно-терригенных отложений, причем лучшие резервуары представлены доломитизированными органогенными известняками, растворы которых смешиваются с протекающими сквозь них мафитовыми расплавами, в результате чего и получаются уникальные трансвапоритовые руды. Внедрение мезозойских гранитов увеличивает геотермический градиент, благодаря чему вольфрамоносные растворы имеют очень высокую температуру. Кроме самого Шичжуаяна,

в основном в тех же карбонатных породах образуется еще несколько гигантов вольфрама: Яогансян, Дайишан, Даю, Синтианпин, Зюкси, Синлуокен (раздел *4.10*). Похожие и тоже очень богатые вольфрамовые руды образуются в казахских месторождениях Батистау, Верхнее Кайракты и Караоба.

Исключительно оригинален Антей-Стрельцовский урановый район (раздел *4.12*), причем как особенностями отклонения от обычных трахидацитов, так и удивительной последовательностью рудогенеза.

Три самых молодых (4—3 млн лет) великих района завершают список уникальных трансвапоритов: Чукикамата (Чили) — первая в мире Cu, а также Mo и Ag, Серро Рико де Потоси (Боливия) — Ag и Sn, тоже среди первых в мире, Эль Тениенте-Лос Бронсес (Чили) — Cu и Mo, одни из первых в мире. Они резко выделяются богатством и оригинальностью даже среди уникумов.

Уникальный полиметальный район Чукикамата на севере Чили, в котором запасы меди превышают 200 млн тонн (раздел *3.5*). Другая уникальная черта этого трансвапоритового района: доминирование в богатейших медных рудах минералов с одновалентной медью (халькозин, дигенит, борнит, куприт и другие), благодаря чему содержание меди в рудах, особенно халькозина достигало 80%!

Еще более полиметальны руды района Серро Рико де Потоси: главные Ag и Sn, а также сопутствующие Pb, Zn, W, Sb, As и Cu, обеспечивающие основные рудники, как Порко — Zn и Pb, Камурана — Sn и Ag, Каракота — Sb, Колави — Sn (раздел *3.6*). Важную роль в рудогенезе играют, наряду с мезозойскими и кайнозойскими отложениями, также черносланцевые гармоничные, существенно карбонатные формации ордовика и силура — едва ли не ведущая черта уникального рудогенеза. Правда, возраст руд кайнозойский, так что влияние древних толщ очень большое, но опосредованное.

Медно-молибденоворудный район Эль Тениенте-Лос Бронсес (раздел *3.7*) был образован всего лишь 6—3 млн лет назад на месте богатого нефтегазоносного бассейна, в котором кайнозойская активизация образовала уникальные руды, оставив только реликты углеводородных залежей в виде небольших месторождений нефти Неукен или Мендоса, которые часто бывают приурочены к магматическим породам, в том числе силлам. Руды и околорудные породы нередко представлены брекчиями с изверженным калишпатовым, а также различным по происхождению биотитовым, ангидритовым или турмалиновым цементами. Заметим, что в очень многих богатых месторождениях мира турмалинизация является поисковым или разведочным критерием.

Из крупных же геологических закономерностей, пожалуй, наибольшее впечатление производит то, что одни и те же признаки трансвапоризации проявляются на месторождениях с очень разными ассоциациями металлов. Среди рудных жил района ЭльТениенте-Лос Бронсес выделены многочисленные минеральные типы. Оригинальна последовательность образования цементов: турмалин—биотит—ангидрит—сульфиды—калишпат. Разнообразны свидетельства трансвапоризации, особенно постоянство нестехиометрического состава минералов в различных магматических породах. Очень часто

обильны газовые и газово-жидкие включения с гиперсолеными водами до 70 экв.-процентов NaCl. Именно благодаря молодости рудогенеза в районе Эль Тениенте-Лос Бронсес самые разные геологические, минералогические и петрографические признаки трансвапоризации встречаются буквально на каждом шагу.

Обобщая все эти наблюдения, мы приходим к выводу, что при колоссальном разнообразии процессов рудогенеза единые закономерности трансвапоризации прослеживаются вполне отчетливо. Главное, что всегда проявляется увеличение богатства руд, когда оригинальным способом эпимантийные флюиды смешиваются с эпиосадочными. Кроме того, видно, что трансвапоризация проявляется как смешение кардинально отличающихся флюидов. Это особенно ярко выражено на самых богатых районах: Эль Тениенте-Лос Бронсес, Серро Рико де Потоси, Пебл Коппер, а среди рассматривавшихся раньше Норильск, Араха, Сигуаншань, Альмаден, Ермаковское.

Поразительно еще то, что трансвапоризация очень похоже действует на месторождениях сильно отличающихся металлов: медь, молибден, сурьма, бериллий, свинец и даже уран — хотя минеральный состав сильно различается, но одинаковые смешения мантийных и осадочных флюидов обеспечивают очень похожие геологические черты руд, а также вещественный состав зон вторичных изменений, а иногда даже раскраску пород. Иными словами, ставшее привычным для нас разделение специалистов по металлам, которыми они занимаются, исчезает, когда объектом исследований становится **смешение неравновесных флюидов** и в особенности ярко выраженная трансвапоризация.

В чем же состоит суть эволюции рудогенеза в истории Земли? Из предшествующего текста ясно, что эта эволюция складывается из двух этапов: докембрийского и фанерозойского (см. **рис. 2**). В течение всего докембрия несколько раз чередуются ставшие к этому времени привычными то эпимантийные, то эпиосадочные руды, причем одновременно они образуются крайне редко, почти как исключение. Однако 1,3 млрд лет назад эта ситуация прерывается вспышкой трансвапоризации, определившей образование уникального редкоземельного месторождения Баян Обо, после чего вслед за несколькими трансвапоритовыми гигантами на фанерозойском же этапе, точнее с девона и до современности, все кардинально меняется: начинает повсеместно происходить смешение мантийных расплавов с растворами осадочных пород, и массовым явлением становится образование богатейших трансвапоритовых руд, каких до того на Земле почти не было.

С девона увеличивается роль трансвапоризации в рудогенезе, и она приобретает лавинный характер. В результате возникают многочисленные оригинальные, практически не повторяющиеся гиганты, которые мы только что рассмотрели на примерах руд, отобранных из великих рудоносных районов: Пебл Коппер, Эль Тениенте-Лос Бронсес, Норильска, Серро Рико де Потоси, Ермаковского, Сигуаншань, Шичжуаян, Олимпик Дам, Араха или из отдельных дополнительных гигантских месторождений: Спор Маунтин, Уобуш, Сан Рафа-

эль, Боавишта, Качканар, Идрия, Маноно, Дукат, Гринбушез, Батистау, Кекетуохай и многих других. Обобщенно можно сказать, что каждый трансвапоритовый гигант — это новая захватывающая страница из эволюции рудогенеза. **Так или иначе, но 19 из 50 ключевых рудоносных районов и выражают собой ту замечательную выборку трансвапоритов, на которой строится вся новая теория.** Но удивительного ничего нет — по существу, эти девятнадцать районов и представляют тот грандиозный эволюционный скачок, который мы называем лавинной трансвапоризацией. Достаточно взглянуть на **рис. 2**, чтобы убедиться в кардинальности происходящих перемен, ну, и конечно, в реальности значительного возрастания запасов руд для месторождений очень многих, а по существу и всех металлов.

Литература

Алешин А. П., Величкин В. И., Крылова Т. Л. Генезис и условия формирования месторождения уникального молибден-уранового Стрельцовского рудного поля: новые минералого-геохимические и физико-химические данные // Геол. рудн. м-ний, 2007, т. 49, № 5. С. 446—470.

Алешин А. П., Комаров Вл. Б., Комаров Викт. Б. Масс-баланс урана при пострудных гидротермальных изменениях руд на молибден-урановых месторождениях Стрельцовского рудного поля (Восточное Забайкалье) // Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, 2012, № 3. С. 50—55.

Андреева О. В., Алешин А. П., Головин В. А. Вертикальная зональность околорудных преобразований на месторождении урана Антей-Стрельцовское (Восточное Забайкалье, Россия) // Геол. рудн. м-ний, 1996, т. 38, № 5. С. 396—411.

Андреева О. В., Головин В. А., Петров В. А. Околорудная аргиллизация и урановое оруденение северо-западной части Стрельцовской кальдеры // Геол. рудн. м-ний, 2010, т. 52, № 1. С. 36—52.

Аплонов С. В. Термобарогеохимическая модель Талнахского платиноидно-медно-никелевого месторождения. — СПб.: ВНИИОкеангелогия, 2001. 234 с.

Аплонов С. В., Лебедев Б. А. Нафторудогенез: пространственные и временные соотношения гигантских месторождений. — М.: Научный мир, 2010. 224 с.

Аплонов С. В., Лебедев Б. А. Порядок, хаос и эволюция в геологической истории Земли // Геофизика, 2001, № 3. С. 56—62.

Афанасьев Г. В., Миронов Ю. Б., Пинский Э. М. Урановые месторождения и провинции типа несогласия // Регион. геология и металлогения, 2014, № 60. С. 32—59.

Белов С. В. Великая дайка Зимбабве // Природа, 2011, № 7. С. 47—51.

Бойцов В. Е., Верчеба А. А., Пилипенко Г. Н., Жданов А. В. Металлогеническое районирование Центрально-Алданского рудного района республики Саха (Якутия) // Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, 2010б, № 5. С. 23—32.

Бойцов В. Е., Верчеба А. А., Пилипенко Г. Н., Жданов А. В. Условия образования месторождений с совместной локализацией золота и урана Востока России // Разведка и охрана недр, 2010а, № 3. С. 9—11.

Бойцов В. Е., Пилипенко Г. Н. Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана (Россия) // Геол. рудн. м-ний, 1988, т. 40, № 4. С. 354—369.

Бойцов В. Е., Пилипенко Г. Н., Дорожкина Л. А. Золоторудные и золото-урановые месторождения Центрального Алдана // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 2. Стратегические виды рудного сырья. — М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 215—249.

Варенцов И. М., Кулешов В. Н. Редкие элементы — маркеры обстановок формирования месторождений марганцевых и железных руд площадей Калахари и Постмасбург (ЮАР). Сообщение 1. Марганцеворудная площадь Калахари // Литол. и полезн. ископаемые, 2019. № 4, С. 364—386.

Вассоевич Н. Б., Козлов А. Л., Лопатин П. В. Образование газов на разных этапах литогенеза // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1979, № 1. С. 35—43.

Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности / Б. А. Лебедев, Г. Б. Аристова, Е. Г. Бро, Г. С. Кузьмина, Г. В. Лебедева, Р. С. Сахибгареев, Л. С. Скубелина. — Л.: Недра, 1976. 132 с.

Вуд Б. Л., Попов Н. П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геол. и геофиз., 2006, т. 47, № 3. С. 315—341.

Гальченко В. И., Куприянова И. И., Шпанов Е. П. Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение (Западное Забайкалье, Россия). — М.: ВИМС, 2009. 301 с.

Генкин А. Д., Дистлер В. В., Филимонова А. А., Евстигнеева Т. Л., Коваленкер В. А., Вяльсов Л. Н., Лапутина И. П., Смирнов А. В., Гроховская Т. Л. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. — М.: Наука, 1981. 234 с.

Геологический словарь. — М.: Недра, 1978. 487 с.

Геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Восточной Сибири / Ред. В. В. Забалуев. — Л.: Недра, 1980. 200 с.

Гидрогенные месторождения урана / С. Г. Батурин, Г. В. Грушевой, О. И. Зеленова, Г. В. Комарова, И. А. Кондратьева, А. К. Лисицин, И. С. Оношко, А. И. Перельман. — М: Атомиздат, 1980. 272 с.

Гинзбург А. И., Заболотная Н. П., Куприянова И. И., Новикова М. И., Шацкая В. Т., Шпанов Е. П. Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия. — М.: Недра, 1977. 230 с.

Годлевский М. Н., Кравцов Г. С., Сливко В. М. Вопросы теплообмена интрузива и вмещающих пород и контактовый термометаморфизм углей вблизи трапповых интрузий // Геол. и геофиз., 1962, № 2. С. 6—24.

Голубев В. Н., Чернышев И. В., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Гольцман Ю. В., Баирова Э. Д., Яковлева С. З. Стельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геол. рудн. м-ний, 2010, т. 52, № 6. С. 553—571.

Гольдберг И. С., Лебедев Б. А., Фролов Б. М. Раздельный прогноз размещения газа, нефти и битумов на Сибирской платформе // Геол. нефти и газа, 1981, № 2. С. 22—26.

Грушевой Г. В., Печенкин И. Г. Металлогения мезозойских и кайнозойских ураноносных осадочных бассейнов Евразии // Регион. геология и металлогения, 2000, № 12. С. 178—171.

Губина Н. К., Берилко Г. А. Особенности строения рифея Приенисейского регионального прогиба по сейсмическим данным // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2012, № 2. С. 62—71.

Дистлер В. В. Платиновая минерализация Норильского месторождения // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. — М.: Наука, 1994. С. 3—341

Дистлер В. В., Кулагов Э. А., Служеникин С. Ф., Лапутина И. П. Закаленные сульфидные твердые растворы в рудах Норильского месторождения // Геол. рудн. м-ний, 1996, т. 38, № 6. С. 41—53.

Дистлер В. В., Митрофанов Г. А., Немеров В. К., Коваленкер В. А., Мохов А. В., Семенкина Л. К., Юдовская М. А. Форма нахождения металлов платиновой группы в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геол. рудн. м-ний, 1996, т. 38, № 6. С. 467—484.

Добрецов Н. Л., Лазарева Е. В., Жмодик С. М., Пономарчук В. А., Травин А. В., Мягкая И. Н., Толстов А. В., Карманов Н. С. Ультракалиевая порода Томторского комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Арктическая Сибирь) // Докл. РАН, Науки о Земле, 2020, т. 495, № 2. С. 23—27.

Додин Д. А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. — СПб.: Наука, 2002. 822 с.

Додин Д. А., Батуев Б. Н. Геология и петрология талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. — Л.: Недра, 1971. С. 31—100.

Долгушин А. П., Царук И. И. Урановорудный потенциал Центрально-Сибирского региона // Разведка и охрана недр, 2015, № 10. С. 28—34.

Железные руды КМА. / Ред. В. П. Орлов, И. А. Шевырев, Н. А. Соколов. — М.: Геоинформмарк, 2001. 616 с.

Железорудные месторождения мира. / Ред. Г. А. Соколов. — М.: ИЛ, 1955, т. 1, 492 с., т. 2, 440 с.

Живов В. А., Бойцов А. В.. Шумилин М. В. Уран: геология, добыча, экономика. — М.: Атомредметзолото, РИС «ВИМС», 2012. 301 с.

Золоторудное месторождение Мурунтау. / Гл. ред. Шаякубов Т. Ш. — Ташкент: ФАН, 1998. 539 с.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР (в 2-х томах). — М.: Недра. 1990. Т. 1. 327 с. Т. 2. 334 с.

Ищукова Л. П., Ашихмин А. А., Константинов А. К., Костиков А. Т., Модников И. С., Сычев И. В., Толкачев А. Е., Чесноков Л. В., Шумилин М. В. Урановые месторождения в вулкано-тектонических структурах. — М.: ВИМС, 2005. 212 с.

Ищукова Л. П., Модников И. С., Сычев И. В., Наумов Г. Б., Мельников И. В., Кандинов М. Н. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. — Иркутск: Геологоразведка, 2007. 260 с.

Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. — М.: Наука, 1972. 173 с.

Катагенез и нефтегазоносность / Г. М. Парпарова, С. Г. Неручев, А. В. Жукова, П. А. Трушков, Т. К. Баженова, В. Н. Буряк, А. И. Дьяконов, И. А. Зеличенко, Г. С. Калмыков, В. С. Котов, А. Д. Кобахидзе, Б. А. Лебедев, Г. В. Лебедева, К. К. Макаров, Е. А. Рогозина, В. С. Соболев, Б. К. Чичуа, Ю. М. Шуменкова. — Л.: Недра. 1981. 240 с.

Кисляков Я. М., Щеточкин В. Н. Гидрогенное рудообразование. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. 608с.

Киссин И. Г., Пахомова С. И. К геохимии углекислоты в глубоких зонах подземной гидросферы // Геохимия, 1969, № 4. С. 460—471.

Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Андреева И. А., Ашихмина Н. А., Козловский А. М., Кудряшова Е. А., Кузнецов В. А., Листратова Е. Н., Лыхин Д. А., Никифоров А. В. Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 2. Редкометальный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические особенности формирования. — М.: ИГЕМ РАН, 2006. 280 с.

Конторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К. Геология нефти и газа Западной Сибири. — М.: Наука, 1975. 640 с.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. — М.: Наука, 1971. С. 9—34.

Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. В 3-х томах. / Ред. Д. В. Рундквист и др. — М.: ИГЕМ РАН, 2006.

Кряжев С. Г. Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Отеч. геол., 2017, № 1. С. 28—38.

Кудельский А. В. Вода, поровые растворы и литогенез // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 1. — М.: Наука, 1985. С. 196—124.

Куприянова И. И. Геолого-геохимические факторы генезиса месторождений бериллия разных промышленных типов // Руды и металлы, 2016, № 2. С. 18—30.

Куприянова И. И., Шпанов Е. П. Бериллиевые месторождения России. — М.: ГЕОС, 2011. 353 с.

Куприянова И. И., Шпанов Е. П., Гальченко В. И. Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение (Западное Забайкалье, Россия). — М.: ВИМС, 2009. 309 с.

Курбский Г. П. Геохимия нефтей Татарии. — М.: Наука, 1987. 168 с.

Лаверов Н. П., Величкин В. И., Шумилин М. В. Урановые месторождения стран Содружества: основные промышленно-генетические типы и их размещение // Геол. рудн. м-ний, 1992, т. 34, № 2, С. 3—18.

Лайтфут П. С., Зотов И. А. Геология и геохимия магматического комплекса Садбери (Онтарио, Канада) и генезис сульфидно-никелевой минерализации, связанной с импактным расплавом // Геол. рудн. м-ний, 2005, т. 47, № 5. С. 387—420.

Лапин А. В. Геологическая позиция и генезис богатых комплексных редкометальных руд месторождения Томтор (север Сибирской платформы) // Геол. рудн. м-ний, 1995, т. 37, № 1. С. 22—39.

Лапин А. В., Толстов А. В., Куликова И. М. Уникальные ультрабогатые редкометальные руды массива Томтор (Якутия) и проблема их генезиса // Минералогия, 2019, т. 5, № 3. С. 70—87.

Лишневский Э. Н., Дистлер В. В., Егоркин А. В. Новые данные о глубинном строении Норильского рудного района // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 2006, т. 81, вып. 4. С. 27—33.

Лебедев Б. А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. — Л.: Недра, 1992. 240 с.

Лебедев Б. А., Пинский Э. М. Механизмы формирования эпигенетических месторождений и их эволюция в истории Земли // Отеч. геол., 2000, № 2. С. 13—17.

Лихачев А. П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. — М.: Эслан, 2006. 496 с.

Лыхин Д. А. Рудоносный магматизм Западно-Забайкальской бериллиевой провинции: возраст, состав, источники: на примере Ермаковского, Оротского, Ауникского и Амандакского месторождений // Автореф. канд. дисс. — М.: ИГЕМ, 2011. 30 с

Лыхин Д. А., Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Анисимова И. В., Плоткина Ю. В. Геохронология магматизма Ермаковского бериллиевого месторождения (Западное Забайкалье, Россия) // Геол. рудн. м-ний, 2010, т. 52, № 2. С. 126—152.

Лыхин Д. А., Костицын Ю. А., Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Ковач В. П., Рипп Г. С. Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением // Геол. рудн. м-ний, 2001, т. 43, № 1. С. 52—70.

Мазукабзов А. М., Гладкочуб Д. П., Донская Т. В. Станевич А. М., Диденко А. Н., Бибикова Е. В., Водовозов В. Ю., Казанский А. А., Кирнозова Т. И., Козаков И. А., Константинов К. М., Кочнев Б. Б., Метелкин Д. В., Ота Т., Немеров В. К., Постников А. А., Юлдашев А. А., Пономарчук В. А. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. / Ред. Е. В. Скляров. — Новосибирск: СО РАН, 2006. 367 с.

Мальковский В. И., Пэк А. А., Алешин А. П., Величкин В. И. Модель процесса флюидного тепломассопереноса при формировании Mo-U месторождений Стрельцовского рудного поля (Восточное Забайкалье): гипотеза вынужденной конвекции рассолов, генерируемых глубинным источником // Геол. рудн. м-ний, 2010, т. 52, № 1. С. 17—35.

Матухин Р. Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы. / Ред. В. И. Бгатов. — Новосибирск: Наука, 1991. 164 с.

Мигута А. К. Урановые месторождения Эльконского рудного района на Алданском щите // Геол. рудн. м-ний, 2001, т. 43, № 2. С. 129—151.

Минаев В. А. Структурно-петрографические условия локализации урановых руд в фундаменте Стрельцовской кальдеры (на примере месторождения Антей). Автореф. канд. дисс. — М.: ИГЕМ РАН, 2016. 25 с.

Михайлов В. А. Рассолов А. А. Радиогеохимические и гидротермально-метасоматические факторы локализации уранового оруденения в вулканотектонических сооружениях Забайкалья // Регион. геология и металлогения, 2016, № 66. С. 103—112.

Молчанов А. В., Шатов В. В., Терехов А. В., Белова В. Н., Радьков А. В., Семенова В. В., Соловьев О. Л., Шатова Н. В. Эльконский золото-урановорудный узел (Южная Якутия) — основные черты геологического строения, петрографо-геохимические особенности гидротермально-метасоматических

образований и рудоносность // Регион. геология и металлогения. 2012, № 50. С. 80—101.

Немеров В. К., Станевич А. М., Развозжаева Э. А., Будяк А. Е., Корнилова Т. А. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геол. и геофиз., 2010, т. 51, № 5. С. 729—747.

Перозио Г. Н. Эпигенез терригенных отложений осадочных пород юры и мела юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. — М.: Недра, 1971.159 с.

Петин А. Н. Минерально-сырьевые ресурсы Курской Магнитной Аномалии и экологические проблемы их промышленного освоения // Вестник РУДН. Сер. Инженерные исследования, 2006, № 1. С.124—135.

Петров В. А., Андреева О. В., Полуэктов В. В. Влияние петрофизических свойств и деформаций пород на вертикальную зональность метасоматитов в ураноносных вулканических структурах (на примере Стрельцовской кальдеры, Забайкалье) // Геол. рудн. м-ний, 2014, т. 56, № 2. С. 95—117.

Петров Н. Н., Язиков В. Г., Аубакиров Х. Б., Плеханов В. Н., Вершков А. Ф., Лухтин В. Ф. Урановые месторождения Казахстана (экзогенные). — Алматы: Гылым, 1995. 264 с.

Петров О. В., Михайлов Б. К., Шевченко С. С., Розинов М. И., Колесников Д. И., Лохов К. И., Прасолов Э. М., Прилепский Э. Б., Бережная Н. Г., Матуков Д. И., Капитонов И. Н., Быкова Э. В., Сергеев С. А. Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования. // Регион. геология и металлогения, 2006, № 27. С. 60—76.

Петров О. В., Прасолов Е. М., Сергеев С. А., Капитонов И. Н., Халенев В. А., Груздев К. А. Изотопная корреляция пород и руд в Норильских интрузиях // Русская платина. Т. 7. / Ред. О. В. Петров. — Красноярск, 2011. С. 467—475.

Пилипенко Г. Н., Верчеба А. А. Актуальные направления дальнейшего изучения оруденения Эльконского рудного узла (Центральный Алданский рудный район) // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. — М.: ВИМС, 2012а, № 158. С. 38—51

Пилипенко Г. Н., Верчеба А. А. О перспективах освоения крупнейших комплексных золотоурановых месторождений Южной Якутии // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 29—30 марта 2012, г. Якутск. Т. II. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2012б. С. 70—75.

Плеханов В. Н. Урановые месторождения в меловых отложениях Чу-Сарысуйской депрессии Казахстана // Изв. Уральск. гос. горного ун-та, 2012, № 27—28. С. 21—31.

Покровский Б. Г., Служеникин С. Ф., Криволуцкая Н. А. Условия взаимодействия норильских трапповых интрузий с вмещающими породами по изотопным (O, H, C) данным // Петрология, 2005, т. 13, № 1. С. 56—80.

Попов В. В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. — М.: Недра, 1980. 248 с.

Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса: Новый диалог человека с природой: Пер. с англ. / Общ. ред. В. И. Аршинова, Ю. Л. Климонтовича и Ю. В. Сачкова. — М.: Прогресс, 1986. 432 с.

Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 10: Биогенные и осадочные отложения в докембрии — М.: АН Казах. ССР, 1985. 199 с.

Пхарое Б. Л. Генезис и перспективы промышленного освоения нового рудопроявления марганца на северо-западе Южно-Африканской Республики. Автореф. канд. дисс. — СПб.: Горн. ун-т, 2021. 19 с.

Рейф Ф. Г., Дамдинова Л. Б., Ишков Ю. М., Карманов Н. С. Разная рудная специализация флюидных потоков, одновременно выделяемых единой гранитной интрузией // Прикладная геохимия. — М.: ИМГРЭ, 2005, вып 7, кн. 2. С. 162—174.

Рогозина Е. А. Газообразование при катагенезе ОВ. — Л.: Недра. 1983. 164 с.

Рундквист Д., Гатинский Ю., Ткачев А. Распределение крупных и суперкрупных месторождений // Альманах «День за днем». Наука, образование, культура. 2006.

Рябов В., Шевко А., Затеева С. Н. «Аномальные образования» в траппах Сибирской платформы — показатели геодинамической обстановки формирования платобазальтов // Литосфера, 2005, № 4. С. 165—177.

Савельев В. Ф. О редких и рассеянных элементах в палеозойских углеродисто-кремнистых породах // К геохимии и литологии Средней Азии. — Л.: Недра, 1972. С. 223—231.

Садецки-Кардош Е. Метаморфическая эволюция земной коры в свете экспериментальных данных // IX чтения им. В. И. Вернадского 9—11 марта 1967 г. 18 с.

Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. — Л.: Недра, 1982. 344 с.

Соловьев С. Г., Кряжев С. Г., Семенова Д. В., Калинин Ю. А., *академик РАН* ***Бортников Н. С.*** Длительная эволюция магматогенно-рудной системы месторождения золота Мурунтау (Западный Узбекистан, Тянь-Шань): свидетельство изотопного U-Pb-возраста циркона (метод LA-ICP-MS) из гранитоидов Сардаринского (Сарыктинского) плутона // Докл. РАН. Науки о Земле, 2023, т. 512, № 1. С. 29—38.

Спиридонов Э. М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геол. и геофиз., 2010, т. 51, № 9. С. 1356—1378.

Старосельцев В. С., Дивина Т. А. Механизм девонского соленакопления на северо-западе Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2012, № 2. С. 88—95.

Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. — М.-Л.: АН СССР, 1954. 199 с. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 4).

Тарасов А. В., Гурин Г. В. Прогнозно-поисковые геолого-геофизические признаки Сухоложского рудного поля // Руды и металлы, 2016, № 4. С. 22—46.

Тарханов А. В., Бугриева Е. П. Крупнейшие урановые месторождения мира. — М.: ВНИИХТ, 2012. 118 с.

Темирханова Р. Г. Совершенствование методики определения геолого-технологических параметров рудовмещающих пород по данным индукционного каротажа. Автореф. дисс. (PhD). — Алматы, 2017. 115 с.

Толстов А. В, Тян О. А. Геология и рудоносность массива Томтор. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. 164 с.

Толстов А. В., Черенков В. Г., Баранов Л. Н. Генезис и возраст рудной толщи Томторского месторождения ниобия и редких земель, северо-восток Сибирской платформы // Руды и металлы, 2020 № 4. С. 32—44.

Тугаринов А. И. Эволюция уранового рудообразования. Учебник «Общая геохимия». М.: Атомиздат. 1973. 288 с.

Туровцев Д. М. Контактовый метаморфизм интрузий Норильского региона. — М.: Научный мир, 2002. 319 с.

Федорчук В. П. Геология сурьмы. — М.: Недра, 1985. 267с.

Хафизов Ф. З. Нефть и газ Тюмени. — Тюмень: Зауралье, 2012. 524 с.

Холодов В. Н. Типы катагенеза и осадочно-гидротермальное рудообразование / В кн.: Подземные воды и эволюция литосферы. — М.: Наука, 1985, т. 1. С. 226—253.

Хоментовский В. В. Верхний рифей Енисейского кряжа // Геол. и геофиз., 2007, т. 48, № 9. С. 921—933.

Хоментовский В. В. Синийская система Китая и ее аналоги в Сибири // Геол. и геофиз., 1996, т. 37, № 8. С. 136—153.

Шатков Г. А. Краснокаменский тип урановых месторождений как важнейший резерв промышленного уранового оруденения Стрельцовского рудного узла // Регион. геология и металлогения, 2017, № 69. С. 88—95.

Шатков Г. А. Стрельцовский тип урановых месторождений // Регион. геология и металлогения, 2015, № 63. С. 85—96.

Шварцев С. Л. Основы гидрогеологии. Гидрохимия. — Новосибирск: Наука, 1982. 283 с.

Шевырёв Л. Т., Савко А. Д. Рудные месторождения России и Мира. Справочник и учебное пособие. — Воронеж: ВГУ, 2012. 283 с.

Щеглов А. Д. Идеи акад. В. И. Смирнова о полигенной природе рудообразования и месторождения золота Витватерсранда. — М.: ВИНИТИ, 1994. С. 77—94.

Щеголев И. Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. — М.: Недра. 1985. 195 с.

Эпштейн Е. М., Данильченко Н. А., Постников С. А. Геология Томторского уникального месторождения редких металлов (север Сибирской платформы) // Геол. рудн. м-ний, 1994, т. 36, № 2. С. 83—110.

Юдович Я. Э. Геохимические горизонты стратисферы [1] // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2008, февраль, № 2 (158). С. 27—35. [2] // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2008, март, № 3 (159). С. 18—22.

Юдович Я. Э. Избранная научная переписка. — Сыктывкар: ООО Коми республиканская типография, 2017. 572 с.

Юдович Я. Э. Интересные письма. — Сыктывкар: ООО Коми республиканская типография, 2019. 332 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). — Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. — Л.: Наука, 1988. 272 с.

Юдович Я. Э. Кетрис М. П. Российские геологи рассказывают о себе. Тексты с комментариями. Книга Четвертая: дополнительная. — Сыктывкар: Геопринт, 2016. 568 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. — Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

Aguilar C., Alkmim Lana F. F. C., Farina F. Palaeoproterozoic assembly of the São Francisco craton, SE Brazil: New insights from U-Pb titanite and monazite dating // Precambrian Res., 2017, vol. 289. P. 95—115.

Ahmad M. Geology and mineral deposits of the Pine Creek Inlier and McArthur Basin, Northern Territory // J. Austral. Geol. Geophys., 1998, vol. 17, № 3. P. 1—17.

Alexandre P., Andreoli M. A. G., Jamison A., Gibson R. L. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age constraints on low-grade metamorphism and cleavage development in the Transvaal Supergroup (central Kaapvaal craton, South Africa): implications for the tectonic setting of the Bushveld Igneous Complex // S. Afr. J. Geol., 2006, vol. 109, № 3. P. 393—410.

Alexandre P., Kyser K., Jiricka D. Critical geochemical and mineralogical factors for the formation of unconformity-related uranium deposits: Comparison between barren and mineralized systems in the Athabasca basin, Canada // Econ. Geol., 2009, vol. 104. № 3. P. 413—435.

Alexandre P., Peterson R. C., Kyser K., Layton-Matthews D., Joy B. GH-CR minerals from the Matoush uranium deposit in the Otish Basin, Quebec, Canada // The Can. Miner., 2014, vol. 52, № 1. P. 61—75.

Alkmim F. F., Marshak S. Transamazonian Orogeny in the Southern São collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero // Precambrian Res., 1998, vol. 90. P. 29—58.

Almeida C. M., Olivo G. R., Chouinard A., Weakly C., Poirier G. Mineral paragenesis, alteration, and geochemistry of the two types of gold ore and the host rocks from the Carlin-type deposits in the southern part of the goldstrike property, northern Nevada: Implications for sources of ore-forming elements, ore genesis, and mineral exploration // Econ. Geol., 2010, vol. 105. P. 971—1004.

Altermann W., Wotherspoon J. McD. The carbonates of the Transvaal and Griqualand West sequences of the Kaapvaal craton, with special reference to the Lime Acres limestone deposit // Mineral. Deposita, 1995, vol. 30. P. 124—134.

Ames D. E., Davidson A., Wodicka N. Geology of the giant Sudbery polymetallic mining camp, Ontario, Canada // Econ. Geol., 2008, vol. 103. P. 1057—1077.

Anhaeusser C. R. A reevaluation of Archean intracratonic terrane boundaries on the Kaapvaal Craton, South Africa: Collisional suture zones? // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 2006, № 405. P. 193—210.

Audétat A., Li W. The genesis of Climax-type porphyry Mo deposits: Insights from fluid inclusions and melt inclusions // Ore Geol. Rev., 2017, vol. 88. P. 436—460.

A'xiang H., Jiantang P. Fluid inclusions and ore precipitation mechanism in the giant Xikuangshan mesothermal antimony deposit, South China: Conventional and infrared microthermometric constraints // Ore Geol. Rev., 2018, vol. 95. P. 49—64.

Baggott M. S., Vielreicher N. M., Groves D. I., McNaughton N. J. Zircons, dikes, and gold mineralization at Jundee-Nimary: post ca. 2.66 Ga archean lode gold in the Yandal belt, Western Australia // Econ. Geol., 2005, vol. 100. № 7. p. 1389—1405.

Ballhaus C. Potholes of the Merensky reef at Brakspruit Shaft, Rustenburg platinum mines: primary disturbances in the magmatic stratigraphy // Econ. Geol., 1988, vol. 83, № 6. P. 1140—1158.

Barnes S. J., Fiorentini M. L., Fardon M. C. Platinum group element and nickel sulphide ore tenors of the Mount Keith nickel deposit, Yilgarn Craton, Australia // Miner. Deposita, 2012, vol. 47. P. 129—150.

Barnes S. J., Hill R. E. T., Gole M. J. The Perseverance ultramafic complex, Western Australia: the product of a komatiite river // J. Petrol., 1988, vol. 29. P. 305—331.

Barnes S.-J., Maier W. D., Curl E. A. Composition of the marginal rocks and sills of the Rustenburg Layered Suite, Bushveld Complex, South Africa: Implications for the formation of the platinum-group element deposits // Econ. Geol., 2010, vol. 105, № 8. P. 1491—1511.

Barra F., Alcota H., Rivera S., Valencia V., Munizaga F., Maksaev V. Timing and formation of porphyry Cu-Mo mineralization in the Chuquicamata district, northern Chili: new constraints from the Toki claster // Mineral. Deposita 2013, vol. 48. P. 629—651.

Barrionuevo M., Giambiagi L., Mescua J. F., Suriano J., Cal H., Soto J. L., Lossada A. C. Miocene deformation in the orogenic front of the Malargüe fold-and-thrust belt (35°30′–36° S): Controls on the migration of magmatic and hydrocarbon fluids // Tectonophysics, 2019, vol. 766. P. 480—499.

Barth T. F. W. Teoretical Petrology. — New York, London, 1962. 416 pp.

Bastrakov E. N., Skirrow R. G. Fluid evolution and origins of Iron Oxide Cu-Au prospects in the Olympic Dam district, Gawler craton, South Australia // Econ. Geol., 2007, vol. 102. P. 1415—1440.

Bateman R., Bierlein F. P. On Kalgoorlie (Australia), Timmins-Porcupine (Canada), and factors in intense gold mineralization // Ore Geol. Rev., 2007, vol. 32, № 1—2. P. 187—206.

Bateman R., Hagemann S. Gold mineralization throughout about 45 Ma of Archean orogenesis: protracted flux of gold in the Golden Mile, Yilgarn craton, Western Australia // Miner. Deposita, 2004. vol. 39, № 5—6. P. 536—559.

Beaufort D., Patrier P., Laverret E., Bruneton P., Mondy J. Clay alteration associated with Proterozoic unconformity-type uranium deposits in the East Alliga-

tor Rivers uranium field, Northern Territory, Australia // Econ. Geol., 2005, vol. 100, № 3. P. 515—536.

Betts G. P., Giles D. The 1800—1100 Ma tectonic evolution of Australia // Precambrian Res., 2006, vol. 144. P. 92—125.

Betts P. G., Giles D., Lister G. S. Tectonic environment of shale-hosted massive sulfide Pb-Zn-Ag deposits of Proterozoic Northeastern Australia // Econ. Geol., 2003, vol. 98 № 3. P. 557—576.

Betts P. G., Giles D., Mark G., Lister G. S., Goleby B. R., Aillères L. Synthesis of the proterozoic evolution of the Mt Isa Inlier // Austral. J. Earth Sci., 2006, vol. 53, № 1. P. 187—211.

Betts, P. G., Lister, G. S. Developing a geodynamically indicated targeting strategy for shale hosted massive sulphide Pb-Zn-Ag mineralisation in the Western fold belt of the Mount Isa terrane // Austral. J. Earth Sci., 2002, vol. 49. P. 985—1010.

Betts P. G., Lister G. S., Pound K. S. Architecture of a Palaeoproterozoic Rift System: evidence from the Fiery Creek Dome region, Mt Isa terrane // Austral. J. Earth Sci., 1999, vol. 46, № 4. P. 533—554.

Beukes N. J. Facies relations, depositional environments and diagenesis in a major early Proterozoic stromatolitic carbonate platform to basinal sequence, Campbellrand Subgroup, Transvaal Supergroup, Southern Africa // Sediment. Geol., 1987, vol. 54, Iss. 1—2. Pages 1—5, 7, 9—46.

Beukes N. J., Swindell E. P. W., Wabo H. Manganese deposits of Africa // Episodes, 2016, vol. 39, № 2. P. 285—318.

Beyer S R., Kyser K., Hiatt E. E., Polito P. A., Alexandre P., Hoksbergen K. Basin evolution and unconformity-related uranium mineralization: The Camie River U Prospect, Paleoproterozoic Otish Basin, Quebec // Econ. Geol., 2012, vol. 107. P. 401—425.

Bingham Canyon, Uta, USA. — PorterGeo Database, 2020. 5 pp.

Biogeohydrological environment and physical aspect of the Henderson mine sites. — Presentation on theme: «November 11, 2004».

Blewett R. Archean gold mineral system in the eastern Yilgarn Craton // AusGeo News, 2010a, № 20. P. 1—8.

Blewett R. S., Czarnota K., Henson P. A. Structural-event framework for the eastern Yilgarn Craton, Western Australia, and its implications for orogenic gold // Precambrian Res., 2010, vol. 183. P. 203—229.

Blewett R. S., Henson P. A., Roy I. G., Champion D. C., Cassidy K. Scale-integrated architecture of a world-class gold mineral system: The Archaean eastern Yilgarn Craton, Western Australia // Precambrian Res., 2010b, vol. 183. P. 230—250.

Borg G, Piestrzynski A, Bachmann G. H., Pottmann W., Walther S., Fiedler M. An overview of the European Kupferschiefer deposits // Econ. Geol., 2012. Spec. publ. 16. P. 455—486.

Boudreau A. E., Mathez E. A., McCallum I. S. Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld Complexes: Evidence for transport of the platinum-group elements by Cl-rich fluids // J. Petrol.,1986, vol. 27, № 4. P. 967—986.

Brandl G., Cloete M., Anhaeusser C. R. Archean greenstones belts. The Geology of South Africa. / Eds. M. R. Johnson, C. R. Anhaeusser, R. J. Thomas. — Geological Society of South Africa; Council for Geoscience (South Africa); 2006. P. 9—56.

Brown S. M., Groves D. I., Newton P. G. N. Geological setting and mineralization model for the Cleo gold deposit, Eastern Goldfields Province, Western Australia // Miner. Deposita, 2002, vol. 37, № 8. P. 704—721.

Buchanan D. L., Rouse J. E. Role of contamination in the precipitation of sulphides in the Platreef of the Bushveld Complex / In: Buchanan D. L, Jones M. J. (eds), Sulphide Deposits in Mafic and Ultramafic Rocks. — London: IMM, 1984. P. 141—146.

Cabral A. R., Creaser R. A., Nägler T., Lehmann B., Voegelin A. R., Belyatsky B., Pašava J., Seabra Gomes Jr., Galbiatti H., Böttcher M. E., Escher P. Trace-element and multi-isotope geochemistry of Late-Archean black shales in the Carajás iron-ore district, Brazil // Chem. Geol., 2013, vol. 362. P. 91—104.

Cabral A. R., Koglin N., Strauss H., Brätz H., Kwitko-Ribeiro R. Regional sulfate-hematite-sulfide zoning in the auriferous Mariana anticline, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil // Mineral. Deposita, 2013a, vol. 48. № 7. P. 805—816.

Cailteux J. L. H., Kampunzu A. B., Lerouge C., Kaputo A. K., Milesi J. P. Genesis of sediment-hosted stratiform copper-cobalt deposits, central African Copperbelt // J. Afr. Earth Sci., 2005, vol. 42. P. 134—158.

Cao H.-W., Zhang S.-T., Santosh M., Zheng L., Tang L., Li D., Zhang X.-H., Zang Y.-H. The Luanchuan Mo-W-Pb-Ag magmatic-hydrothermal system in the East Qinling metallogenic belt, China: Constrains on metallogenesis from C-H-S-Pb isotope compositions and Rb-Sr isochron ages // J. Asian Earth Sci., 2015, vol. 111. P. 751—780.

Carlos D. U., Uieda L., Barbosa V. C. F. Imaging iron ore from the Quadrilátero Ferrífero (Brazil) using geophysical inversion and drill hole data // Ore Geol. Rev., 2014, vol. 61. P. 268—285.

Carver R. N., Brand N. W., Mazzucchelli, Kelly G. R. Junction gold deposit, ST IVES district, Western Australia // CRC LEME Junction, 2004. P. 1—4.

Cavender B. D., Shelton K. L., Schiffbauer J. D. An atypical orebody in the Brushy Creek mine, Viburnum Trend, MVTdistrict, Missouri: Early Cu-(Ni-Co)-Zn-rich ores at the Lamotte Sandstone/Bonneterre Dolomite contact // Econ. Geol. 2016, vol. 111, P. 259—269.

Central African Copperbelt, DR Congo // PorterGeo Database — Main commoditles: Cu, Co.

Cerro Rico de Potosi // PorterGeo Database — Ore Deposit Description Bolivia. Main commoditles: Sn, Ag.

Chao E. C. T., Back J. M., Minkin J. A., Tatsumoto M., Junwen W., Conrad J. E., McKee E. H., Zonglin H., Qingrun M., Shengguang H. The sedimentary carbonate-hosted giant Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit of Inner Mongolia, China: A cornerstone example for giant polymetallic ore deposits of hydrothermal origin. — Washington, 1997. 65 pp. (U. S. Geol. Surv. Bull., № 2143).

Chapman L. H. Geology and Mineralization Styles of the George Fisher Zn-Pb-Ag Deposit, Mount Isa, Australia // Econ. Geol., 2004, vol. 99. P. 233—255.

Chen Y.-J., Wang P., Li N., Yang Y.-F., Pirajno F. The collision-type porphyry Mo deposits in Dabie Shan, China // Ore Geol. Rev., 2017, vol. 81. P. 405—430.

Clauer N., Mercadier J., Patrier P., Laverret E., Bruneton P. Relating unconformity-type uranium mineralization of the Alligator Rives Uranium Field (Northern Territory, Australia) to the regional Proterozoic tectono-thermal activity: An illite K-Ar dating approach // Precambrian Res., 2015, vol. 269. P. 107—121.

Cline J. S. Timing of gold and arsenic sulfide mineral deposition at the Getchell Carlin-type gold deposit, north-central Nevada // Econ. Geol., 2001, vol. 96. P. 75—89.

Cline J. S., Hofstra A. H., Muntean J. L., Tosdal RM., Hickey K. A. Carlin-type Gold Deposits in Nevada: Critical Geologic Characteristics and Viable Models // Econ. Geol., 2005. 100th Ann. vol. P. 451—484.

Cloutier J., Kyser K., Olivo G. R., Alexandre P., Halaburda J. The Millennium uranium deposit, Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada: an atypical basement-hosted unconformity-related uranium deposit // Econ. Geol., 2009, vol. 104, № 6. P. 815—840.

Coetzee L. L., Gutzmer J., Smith A. J. B., Beukes N. J. Mineralogy and mineral paragenesis of the Palaeoproterozoic manganese ores of the Avontuur deposit of the Kalahari Manganese Field, South Africa // S. Afr. J. Geol., 2024, vol. 127, iss. 1, P. 31—54.

Colgan J. P., Henry C D., John D. A. Evidence for large-magnitude, post-eocene extension in the Northern Shoshone Range, Nevada, and its implications for the structural setting of Carlin-type gold deposits in the Lower Plate of the Roberts Mountains allochthon // Econ. Geol., 2014, vol. 109. P. 1843—1862.

Collins J. E., Hagemann S. G., McCuaig T. C., Frost K. M. Structural controls on sulfide mobilization at the high-grade Flying Fox Ni-Cu-PGE sulfide deposit, Forrestania Greenstone Belt, Western Australia // Econ. Geol., 2012, vol. 107. P. 1433—1455.

Condie K. C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Letter, 1998, vol. 163, № 1—4. P. 97—108.

Cong Y., Dong Q., Bagas L., Xiao K., Wang K. Integrated GIS-based modelling for the quantitative prediction of magmatic Ti-V-Fe deposits: A case study in the Panzhihua-Xichang area of southwest China // Ore Geol. Rev., 2017, vol. 91. P. 1102—1118.

Cooke D. R., Hollings P., Walshe J. L. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution and tectonic controls // Econ. Geol., 2005, vol. 100, № 5. P. 801—818.

Crafford A. E. J., Grauch V. J. S. Geologic and geophysical evidence for the influence of deep crustal structures on Paleozoic tectonics and the alignment of world-class gold deposits, north-central Nevada, USA // Ore Geol. Rev., 2002, vol. 21. P. 157—184.

Craig J. R., Rimstidt J. D. Gold production history of the United States // Ore Geol Rev., 1998, vol. 13. P. 407—464.

Creaser R. A., Cooper J. A. U-Pb geochronology of middle proterozoic felsic magmatism surrounding the Olympic Dam Cu-Au-Ag and Moonta Cu-Au-Ag deposits, South Australia // Econ. Geol., 1993, vol. 88, №1. P. 186—197.

Crocetti C. A., Holland H. D., McKenna L. W. Isotopic composition of lead in galenas from the Viburnum Trend, Missouri // Econ. Geol., 1988, vol. 83, № 2. P. 355—376.

Crowley J. L., Myers J. S., Sylvester P. J., Cox R. A. Detrital zircon from the Jack Hills and Mount Narryer, Western Australia: evidence for diverse >4.0 Ga source rocks // J. Geol., 2005, vol. 113, № 3. P.239—263.

Cui T., Yang J., Samson I. M. Tectonic deformation and fluid flow: Implications for the formation of unconformity-related uranium deposits // Econ. Geol., 2012, vol. 107. P. 147—163.

Cunningham C. G., Austin G. W., Naeser Ch. W. Rye R. O., Ballantyne G. H., Stamm R. G., Barker C. E. Formation of a paleothermal anomaly and disseminated gold deposits associated with the Bingham Canyon porphyry Cu-Au-Mo system, Utah // Econ. Geol., 2004, vol. 99. № 4. P. 789—806.

Cunningham C. G., Zartman R. E., McKee E. H., Rye R. O., Naeser C. W., Sanjines O., Ericsen G. E., Tavera F. The age and thermal history of Cerro Rico-de-Potosi, Bolivia // Mineral. Deposita, 1996, vol. 31. P. 374—385.

Czamanske G. K., Kunilov V. E., Zientek H. L., Cabri L. J., Likhachev A. P., Calk L. C., Oscarson R. L. A proton-microprobe study of magmatic sulfide ores from the Noril'sk-Talnakh district, Siberia // Can. Miner., 1992, vol. 30. P. 249—287.

Czamanske G. K., Zen'ko T. E., Fedorenko V. A., Calk L. C., Budahn J. R., Bullock J. H. Jr., Fries T. L., King B.-S. W., Siems D. F. Petrographic and geochemical characterization of ore-bearing intrusions of the Noril'sk Type, Siberia; With discussion of their origin / Proc. Sapporo Intern. Conf. on "Mineral Resources of the NW Pacific Rim", 1994, №18 // Resour. Geology Spec. Issue, 1995, № 18. P. 1—48.

Czarnota K., Blewett R. S., Goscombe B. Predictive mineral discovery in the eastern Yilgarn Craton, Western Australia: An example of district scale targeting of an orogenic gold mineral system // Precambian Res., 2010, vol. 183. P. 356—377.

Czarnota K., Champion D. C., Goscombe B., Blewett R. S., Cassidy K. F., Henson P. A., Grotnewald P. B. Geodynamics of the eastern Yilgarn Craton // Precambrian Res., 2010, vol. 183. P. 175—202.

Czehura S. J. Butte: A world class ore deposit // Mining Eng., 2006, vol. 58, № 9. P. 14—19.

Dalstra H., Guedes S. Giant hydrothermal hematite deposits with Mg-Fe metasomatism: A comparison of the Carajas, Hamersley and other iron ores // Econ. Geol., 2004, vol. 99, № 8. P. 1793—1800.

Dankert B. T., Hein K. A. A. Evaluating the structural character and tectonic history of the Witwatersrand basin // Precambrian Res., 2010, vol. 177, № 1—2. P. 1—22.

de Vera J., McClay K. R., King A. R. Structure of the Red Dog district, Western Brooks Range, Alaska // Econ. Geol., 2004, vol. 99, № 7. P. 1415—1434.

de Waal S., Schweitzer J.-K., Graham I. C., Ripley E. A Bushveld-related high-Ti igneous suite (HITIS) derived from an alkali to transitional basaltic magma, South Africa // S. Afr. J. Geol., 2008, vol. 111. P. 201—224.

Dembicki E. A., Machel H. G. Recognition and delineation of paleokarst zones by the use of wireline logs in the bitumen-saturated upper Devonian Grosmont formation of northeastern Alberta, Canada // AAPG Bull., 1996, vol. 80, № 5. P. 695—712.

Deng X. H., Chen Y. J., Pirajino F., Li. N., Yao J.-M., Sun Y.-L. The geology and geochronology of the Waifangshan Mo-quartz vein cluster in eastern Qinling, China // Ore Geol. Rev., 2017, vol. 81. P. 548—564.

Derome D., Cathelineau M., Cuney M. Fabre C., Lhomme T. Mixing of sodic and calcic brines and uranium deposition at McArthur River, Saskatchewan, Canada: A raman and laser-induced breakdown spectroscopic study of fluid inclusions // Econ. Geol., 2005, vol. 100, № 8. P. 1529—1545.

Dewaele S., Muchez Ph., Vets J., Fernandez-Alonzo M., Tack L. Multiphase origin of the Cu-Co ore deposits in the western part of the Lufilian fold-and-thrust belt, Katanga (Democratic Republic of Congo) // J. Afr. Earth Sci., 2006, vol. 46. P. 455—469.

Dieng S., Kyser K., Godin L. Genesis of multifarious uranium mineralization in the Beaverlodge area, northern Saskatchewan, Canada // Econ. Geol., 2015, vol. 110, № 1. P. 209—240.

Dirks P. H. G. M., Charlesworth E. G., Munyai M. R., Wormald R. Stress analysis, post-orogenic extension and 3.01 Ga gold mineralization in the Barberton Greenstone Belt, South Africa // Precambrian Res., 2013, vol. 226. P. 157—184.

Distler V. V., Lishnevsky E. N., Sluzhenikin S. F.,Turovtzev D. M. Geology and ore deposits of the Noril`sk district // 12th Quadrennial IAGOD symposium. Understanding the genesis of ore deposits: to meet the demands of the 21st century. — М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 91—126.

Distler V. V., Yudovskaya M. A., Mitrofanov G. L., Prokof'ev V. Yu., Lishnevskii E. N. Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia // Ore Geol. Rev., 2004, vol. 24, № 1—2. P. 7—44.

Drew L. J., Berger B. R., Kurbanov N. K. Geology and structural evolution of the Muruntau gold deposit, Kyzylkum desert, Uzbekistan // Ore Geol. Rev., 1996, vol. 11, № 4. P. 175—196.

Duuring P., Bleeker W., Beresford S. W., Hayward N. Towards a volcanic-structural balance: relative importance of volcanism, folding, and remobilisation of nickel sulphides at the Perseverance Ni-Cu-(PGE) deposit, Western Australia // Miner. Deposita, 2010, vol. 45, № 3, P. 281—311.

Duuring P., Cassidy K. F., Hagemann S. G. Granitoid-associated orogenic, intrusion-related, and porphyry style metal deposits in the Archean Yilgarn Craton, Western Australia // Ore Geol. Rev., 2007, № 1—2. P. 157—186.

Eales H. V., Costin G. Crustally contaminated komatiite: Primary source of the chromitites and Marginal, Lower and Critical zone magmas in a staging chamber beneath the Bushveld complex // Econ. Geol., 2012, vol. 107, № 4. P. 645—665.

Edwards J. D. Studies of some Early Tertiary red conglomerates of central Mexico // U. S. Geol. Surv. Profess. Pap., 1955, № 264-H. 185 pp.

Eichmann R., Saupe F., Schidlowski M. Carbon and oxygen isotope studies in rocks of the vicinity of the Almaden mercury deposit (province of Ciudad Real, Spain) // Time- and strata-bound ore deposits. / Eds. D. D. Klemm, H. D Schneider. — Berlin: Springer, 1977. P. 396—405.

Elmer F. L., Powell R., White R. W., Phillips G. N. Timing of gold mineralization relative to the peak of metamorphism at Bronzewing, Western Australia // Econ. Geol., 2007, vol.102, № 3. P. 379—392.

Emsbo P., Hofstra A. H., Lauha E. A. Griffin G. L., Hutchinson R. W. Origin of high-grade gold ore, source of ore fluid components and genesis of the Meikle and neighboring Carlin-type deposits, northern Carlin Trend, Nevada // Econ. Geol., 2003, vol. 98, № 6. P. 1069—1106.

Eppinger R. G., Fey D. L., Giles S. A., Grunsky E. C., Kelley K. D., Minsley B. J., Munk L., Smith S. M. Summary of exploration geochemical and mineralogical studies at the Giant Pebble porphyry Cu-Au-Mo deposit, Alaska: implications for exploration under cover // Econ. Geol., 2013, vol. 108, № 3. P. 495—527.

Ewers G. R., Ferguson J., Donnelly T. H. The Nabarlek uranium deposit, Northern Territory, Australia: Some petrologic and geochemical constraints on genesis // Econ. Geol., 1983, vol. 78, № 5. P. 823—837.

Fan H.-R., Hu F.-F., Yang K.-F., Pirajno F., Liu X., Wang K.-Y. Integrated U-Pb and Sm-Nd geochronology for a REE-rich carbonatite dyke at the giant Bayan Obo REE deposit, Northern China // Ore Geol. Rev., 2014, vol. 63. P. 510—519.

Fan H.-R., Xie Y.-H., Wang K.-Y., Wilde S. A. Methane-rich fluid inclusions in skarn near the giant REE-Nb-Fe deposit at Bayan Obo, Northern China // Ore Geol. Rev., 2004, vol. 25. P. 301—309.

Fan H.-R., Yang K.-F., Hu F.-F., Liu S., Wang K.-Y. The giant Bayan Obo REE-Nb-Fe deposit, China: Controversy and ore genesis // Geosci. Frontiers, 2016, vol. 7, № 3. P. 335—344.

Forbes C. J., Betts P. G., Giles D., Weinberg R. Reinterpretation of the tectonic context of high-temperature metamorphism in the Broken Hill Block, NSW, and implications on the Paleo- to Meso-Proterozoic evolution // Precambrian Res., 2008, vol. 166. P. 338—349.

Ford A., Blenkinsop T. G. Combining fractal analysis of mineral deposit clustering with weights of evidence to evaluate patterns of mineralization: Application to copper deposits of the Mount Isa, NW Queensland, Australia // Ore Geol. Rev. 2008, vol. 33, № 3—4. P. 435—450.

Fougerouse D. Geometry and genesis of the giant Obuasi gold deposit, Ghana // Doctoral thesis. — The University of Western Australia, 2015. 215 pp.

Francis P. W., Baker M. C. W., Halls C. The Kari-Kari caldera, Bolivia and the Cerro Rico stock // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1981, vol. 10. P. 113—124.

Frikken P. H., Cooke D. R., Walshe J. L Mineralogical and isotopic zonation in the Sur-Sur tourmaline breccias, Rio Blanco-Los Bronces Cu-Mo deposit. Chili: Implications for ore genesis // Econ. Geol., 2005, vol. 100, № 5. P. 935—961.

Frimmel H. E. A Giant mesoarchean crustal gold-enrichment episode: Possible causes and consequences for exploration // Soc. Econ. Geol. Inc. Spec. Publ., 2014, № 18. P. 209—234.

Frimmel H. E., Nwaila G. T. Geological evidence of syngenetic gold in the Witwatersrand Goldfields, South Africa / In Chapter 31: Sillitoe R. H., Goldfarb R. J., Rob-

ert F. and Simmons S. F., Eds. Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces, GeoScienceWorld, McLean. (2020) // Natural Res., 2023, vol. 14, № 5, May 10. P. 645—648

Galbiatti H. F., Fonseca M. A., Pereira M. C., Polônia J. C. Structural control of Au-Pd mineralization (Jacutinga): An example from the Cauê Mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil // Ore Geol. Rev., 2007, vol. 32, № 3—4. P. 614—628.

Gao Y., Mao J., Ye H., Meng F., Li Y. A review of the geological characteristics and geodynamic setting of the late Early Cretaceous molybdenum deposits in the East Qinling-Dabie molybdenum belt, East China // J. Asian Earth Sci., 2015, vol. 108. P. 81—96.

Garcia-Guinea J. Cerro Rico in-mine museum project, Potosi, Bolivia // Mineral Industry International, 1995. P. 13—19.

Gibson G. M., Meixner A. J., Withnall I. W., Korsch R. J., Hutton N. L. J., Jones L. E. G., Holzschuh J., Costelloe R. D., Henson P. A., Saygin E. Basin architecture and evolution in the Mount Isa mineral province, northern Australia: Constraints from deep seismic reflection profiling and implications for ore genesis // Ore Geol. Rev., 2016, vol. 76. P. 414—441.

Goldfarb R. J., Anderson E. D., Hart C. J. R. Tectonic setting of the Pebble and other copper-gold-molybdenum porphyry deposits within the evolving Middle Cretaceous continental margin of Northwestern North America // Econ. Geol., 2013, vol. 108. P. 405—419.

Goldfarb R. J., André-Mayer A. S., Simon M. J., Mudd G. M. West Africa: The World's Premier Paleoproterozoic Gold Province // Econ. Geol., 2017, vol. 112. P. 123—143.

Goldhaber M. B., Church S. E., Doe B. R., Aleinikoff J. N., Brannon J. C., Podosek F. A., Mosier E. L., Taylo C. D., Gent C. A. Lead and sulfur isotope investigation of Paleozoic sedimentary rocks from the southern Midcontinent of the United States: Implications for paleohydrology and ore genesis of the southeast Missouri lead belts // Econ. Geol., 1995, vol. 90, № 7. P. 1875—1910.

Goldmann S., Melcher F. H. E., Gäbler H. E., Dewaele S., Clercq F., Muchez P. Mineralogy and trace element chemistry of ferberite/reinite from tungsten deposits in Central Rwanda // Minerals, 2013, vol. 3, № 2. P.121—144.

Gole M. J. Leaching of S, Cu, and Fe from disseminated Ni-(Fe)-(Cu) sulphide ore during serpentinization of dunite host rocks at Mount Keith, Agnew-Wiluna belt, Western Australia // Miner. Deposita, 2014, vol. 49, № 7. P. 821—842.

Gole M. J., Robertson J., Barnes S. J. Extrusive origin and structural modification of the komatiitic Mount Keith ultramafic unit // Econ. Geol., 2013, vol. 108. P.1731—1752.

Grainger C. J., Groves D. I., Tallarico F. H. B., Fletcher I. R. Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Crator, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization // Ore Geol. Rev., 2008, vol. 33. № 3—4. P. 451—489.

Gregory M. J. A fluid inclusion and stable isotope study of the Pebble porphyry copper-gold-molybdenum deposit, Alaska // Ore Geol. Rev., 2017, vol. 80. P. 1279—1303.

Gregory M. J., Lang J. R., Gilbert S., Hoal K. O. Geometallurgy of the Pebble porphyry copper-gold-molybdenum deposit, Alaska: Implications for gold distribution and paragenesis // Econ. Geol., 2013, vol. 108. P. 463—482.

Groff J. A. Fluid mixing during late-stage Carlin-type mineralization in the Getchell and Twin Creeks deposits, Nevada // Ore Geol. Rev., 2018, vol. 101. P. 960—965.

Groff J. A., Heizler M. T., McIntosh W. C., Norman D. I. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating and mineral paragenesis for Carlin-Type Gold Deposits along the Getchell Trend, Nevada; evidence for Cretaceous and Tertiary gold mineralization // Econ. Geol., 1997, vol. 92. P. 601—622.

Groves D. I., Santosh M., Goldfarb R. J., Zhang L. Structural geometry of orogenic gold deposits: Implications for exploration of world-class and giant deposits // Geosi. Frontiers, 2018, № 4. P. 1163—1177.

Groves I. M., Groves D. I., Bierlein F. P. Broome J., Penhall J. Recognition of the hydrothermal feeder to the structurally inverted, giant Broken Hill deposit, New South Wales, Australia // Econ. Geol., 2008, vol.103, № 7. P. 1389—1394.

Gruen G., Heinrich C. A., Schroeder K. The Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au deposit. II. Vein geometry and ore shell formation by pressure-driven rock extension // Econ. Geol., 2010, vol. 105, № 1. P. 60—90.

Gustafson L. B., Curtis L. W. Post-Kombolgie metasomatism at Jabiluka, Northern Territory, Australia, and its significance in the formation of high-grade uranium mineralization in Lower Proterozoic rocks // Econ. Geol., 1983, vol. 78, № 1. P. 26—56.

Gutzmer J., Beukes N. J. Mineral paragenesis of the Kalahari manganese field, South Africa // Ore Geol. Rev., 1996, vol. 11, № 6. P. 405—428.

Hagemann S. G., Angerer T., Duuring P. Rosière C. A., Figueiredo R. C. e Silva., Lobato L., Hensler A. S., Walde D. H. G. BIF-hosted iron mineral system: A review // Ore Geol. Rev., 2016, vol. 76. P. 317—359.

Hagemann S. G., Groves D. I., Ridley J. R., Vearncombe J. R. The archean lode gold deposits at Wiluna, Western Austraia: High-level brittle-style mineralization in a strike-slip regime // Econ. Geol., 1992, vol. 87, № 4. P. 1022—1053.

Hagni R. D. Platy galena from the Viburnum Trend, Southeast Missouuri: character, mine distribution, paragenetic position, trace element content, nature of twinning and conditions of formation // Minerals, 2018, vol. 8, № 3. P. 93—109.

Hall W. E., Friedman I., Nash J. T. Fluid Inclusion and light stable isotope study of the climax molybdenum deposits, Colorado // Econ. Geol., 1974, vol. 69. P. 884—901.

Hand M., Reid A., Jagodzinski L. Tectonic framework and evolution of the Gawler craton, Southern Australia // Econ. Geol., 2007, vol. 102, № 8. P. 1377—1395.

Haugaard R., Pecoits E., Lalonde S., Rouxel O., Konhauser K. The Joffre banded iron formation, Hamersley Group, Western Australia: Assessing the paleoenvironment through detailed petrology and chemostratigraphy // Precambrian Res., 2016, vol. 273. P. 12—37.

Haydon R. C., McConachy G. W. The stratigraphic setting of Pb-Zn-Ag mineralization at Broken Hill // Econ. Geol., 1987, vol. 82, № 4. P. 826—856.

Hayman P. C., Thébaud N., Pawley M., Barnes S., Ray C., Amelin Y., Squire J., Campbell I., Pegg I. Evolution of a ~2.7 Ga large igneous province: A volcanological,

geochemical and geochronological study of the Agnew Greenstone Belt, and new regional correlations for the Kalgoorlie Terrane (Yilgarn Craton, Western Australia) // Precambrian Res., 2015, vol. 270. P. 334—368.

Haynes D. W., Cross K. C., Bills R. T., Reed M. H. Olympic Dam ore genesis: A fluid-mixing model // Econ. Geol., 1995, vol. 90, № 2. P. 281—307.

Hayward C. L., Reimold W. U., Gibson R. L., Robb L. J. Gold mineralization within the Witwatersrand Basin, South Africa: evidence for a modified placer origin, and the role of the Vredefort impact event // Geol. Soc. Spec. Publ., 2005, vol. 248. P. 31—58.

He T., Yang X., Deng J., Zhang Ho., Zha S., Li C., Zhang Hu. Geochronology, geochemistry and Hf-Sr-Nd isotopes of the ore-bearing syenite from the Shapinggou porphyry Mo deposit, East Qinling-Dabie orogenic belt // Solid Earth Sci., 2016, vol. 1, № 3. P. 101—117.

Heath C. J., Campbell I. H. A new geochemical technique for gold exploration: Alkali element mobility associated with gold mineralization in the West Australian goldfields // Econ. Geol., 2004, vol. 99, № 2. P. 313—324.

Heimann A., Spry P. G., Teale G. S., Conor C. H. H., Leyh W. R. Geochemistry of Garnet-rich rocks in the southern Curnamona province, Australia, and their genetic relationship to Broken Hill-type Pb-Zn-Ag mineralization // Econ. Geol., 2005, vol. 104, № 5. P. 687—712.

Hein K. A. A. Geology of the Ranger Uranium Mine, Northern Territory, Australia: structural constraints on the timing of uranium emplacement // Ore Geol. Rev., 2002, vol. 20, № 3—4. P. 83—108.

Henry C. D., Elson H. B., McIntosh W. C., Heizler M. T., Castor S. B. Brief duration of hydrothermal activity at Round Mountain, Nevada, determined from Ar^{40}/Ar^{39} geochronology // Econ. Geol., 1997, vol. 92. P. 807—826.

Hickey K. A., Ahmed A. D., Barker S. L. L., Leonardson R. Fault-controlled lateral fluid flow underneath and into a Carlin-Type Gold Deposit: Isotopic and geochemical footprints // Econ. Geol., 2014a, vol. 109, № 5. P. 1431—1460

Hickey K. A., Barker S. L. L., Dipple G. M., Arehart G. B., Donelick R. A. The brevity of hydrothermal fluid flow revealed by thermal halos around giant gold deposits: Implications for Carlin-type gold systems // Econ. Geol., 2014b, vol. 109. P. 1461—1487.

Higueras P., Oyarzun R., Lillo J., Morata D. Intraplate mafic magmatism, degasification and deposition of mercury: The giant Almaden mercury deposit (Spain) revisited // Ore Geol. Rev., 2013, vol. 52. P. 18—36.

Hintze L. F. Utah's Spectacular Geology. — Brigham Young Univers. Geol. Studies. Spec. publ., 2005. 203 pp.

Hitzman M. W., Oreskes N., Einaudi M. T. Geological characteristics and tectonic setting of proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits // Precambrian Res., 1992, vol. 58, Iss. 1—4. P. 241—287.

Hofstra A. H., Snee L. W., Rye R. O., Folger H. W., Phinisley J. D., Lodanger R. J., Dahl A. R., Naeser C. W., Stein H. J., Lewchuk M. Age constraints on Jerritt canyon and other Carlin-type gold deposits in the western United States — relationship to Mid-Tertiary extension and magmatism // Econ. Geol., 1999, vol. 94, № 6. P. 769—802.

Hollis J. A., Carson C. J., Glass L. M., Kositsin N., Scherstén A., Warden K. E., Armstrong R. A., Yaxley G. M., Kemp A. I. S., EIMF // Detrital zircon U-Pb-Hf and O isotope character of the Cahill Formation and Nourlangie Schist, Pine Creek Orogen: Implications for the tectonic correlation and evolution of the North Australian Craton // Precambrian Res., 2014, vol. 246. P. 35—53.

Hollis S. P., Yeats C. J., Wyche S. S. J., Barnes T. J., Ivanic S. M., Belford G. J., Davidson A. J., Roache M. T. D., Wingate M. T. D. A review of volcanic-hosted massive sulfide (VHMS) mineralization in the Archaean Yilgarn Craton, Western Australia: Tectonic, stratigraphic and geochemical associations // Precambrian Res. 2015, vol. 260. P. 113—135.

Houston R. A., Dilles J. H. Structural geologic evolution of the Butte district, Montana // Econ. Geol., 2013, vol. 108, № 6. P. 1397—1424.

Huang X.-W., Zhou M.-F., Qiu Y.-Z., Qi L. In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: The Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit, North China // Ore Geol. Rev., 2015, vol. 65, № 4. P. 884—899.

Hulen J. B., Collister J. W. The oil-bearing, Carlin-type gold deposits of Yankee Basin, Alligator Ridge District, Nevada // Econ. Geol., 1999, vol. 94. P. 1029—1050.

Hutchinson D., Foster J., Prichard H., Gilbert S. Concentration of particulate platinum-group minerals during magma emplacement: a case study from the Merensky reef, Bushveld // J. Petrol., 2015, vol. 56, № 1. P. 113—159.

Hutton L. J., Denaro T. J., Dhnaram C., Derrick G. M. Mineral systems in the Mount Isa Inlier // Episodes, 2012, vol. 35, №1. P. 120—130.

Jackson M. J., Southgate P. N., Black L. P., Blake P. R., Domagala J. Overcoming Proterozoic quartzite sand-body miscorrelations: integrated sequence stratigraphy and SHRIMP U-Pb dating of the Surprise Creek Formation, Torpedo Creek and Warrina Park Quartzites, Mt Isa Inlier // Austral. J. Earth Sci., 2005, vol. 52, № 1. P. 1—25.

Jaguin J., Gapais D., Poujol M., Boulvais P., Moyen J.-F. The Murchison greenstone belt (South Africa): A general tectonic framework // S. Afr. J. Geol., 2012, vol. 115, № 1. P. 65—76.

Jaireth S., Roach I. C., Bastrakov E., Liu S. Basin-related uranium mineral systems in Australia: A review of critical features // Ore Geol. Rev., 2016, vol. 76. P. 360—394.

Jefferson C. W., Thomas D. J., Gandhi S. S., Ramaekers P., Delaney G., Brisbin D., Cutts C., Quirt D., Portella P., Olson R. A. Unconformity-associated uranium deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta // Can. Geol. Surv. Bull., 2007, № 588. P. 23– 67.

Jiang G., Kennedy M. J., Christie-Blick N., Wu H., Zhang S. Stratigraphy, sedimentary structures, and textures of the Late Neoproterozoic Doushantuo cap carbonate in South China // J. Sedim. Res., 2006, vol. 76, 978—995.

Jiang Z., Oliver N. H. S., Barr T. D., Power W. L., Ord A. Numerical modeling of fault-controlled fluid flow in the genesis of tin deposits of the Malage ore field, Gejiu mining district, China // Econ. Geol., 1997, vol. 92, № 2. P. 228—247.

Johnson C. A., Dumoulin J. A., BurrussR. A., Slack J. F. Depositional conditions for the Kuna Formation, Red Dog Zn-Pb-Ag-barite district, Alaska, inferred from isotopic and chemical proxies // Econ. Geol., 2015, vol. 110, № 5. P. 1143—1156.

Johnson J. P., Cross K. C. U-Pb geochronological constraints on the genesis of the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, South Australia // Econ. Geol., 1995, vol. 90. № 5. P. 1046—1063.

Joly A., Miller J., McCuaig T. C. Archean polyphase deformation in the Lake Johnston Greenstone Belt area: Implications for the understanding of ore systems of the Yilgarn Craton // Precambrian Res., 2010, vol. 177. P. 181—198.

Kamitani M., Hikano H. Araxa carbonatite deposit and its lateritization // Bull. Geol. Surv. Jap., 1990, vol. 41, № 11. P. 595—604.

Kang Y., Miao S., Li C. Tungsten deposits of China // Miner. deposits China. 1992, vol. 2, № 9. P. 223—293.

Keith J. D., Whitney J. A., Hattori K., Ballantyne G. H., Christiansen E. H. The role of magmatic sulfides and mafic alkaline magmas in the Bingham and Tintic Mining Districts, Utah // J. Petrol.,1997, vol.38, №12. P. 1679—1690.

Kelley K. D., Jennings S. A special issue devoted to barite and Zn-Pb-Ag deposits in the Red Dog district, Western Brooks Range, Northern Alaska // Econ. Geol., 2004, vol. 99, № 7. P. 1267—1280.

Kelley K. D., Lang J. R., Eppinger R. G. The Giant Pebble Cu-Au-Mo deposit and surrounding region, Southwest Alaska: Introduction // Econ. Geol., 2013, vol. 108. P. 397—404.

Kelley K. D., Leach D. L., Johnson C. A., Clark J. L., Fayek M., Slack J. F., Anderson V. M., Ayuso R. A. Textural, compositional and sulfur isotope variations of sulfide minerals in the Red Dog Zn-Pb-Ag deposits, Brooks Range, Alaska: Implications for ore formation // Econ. Geol., 2004, vol. 99, № 7. P. 1509—1532.

Kelley K. D., Wilkinson J. J., Chapman J. B., Crowther H. L., Weiss D. J. Zinc isotopes in sphalerite from base metal deposits in the Red Dog district, Northern Alaska // Econ. Geol., 2009, vol. 104, № 6. P. 767—773.

Kemp A. I. S., Hickman A. H., Kirkland C. L., Vervoort J. D. Hf isotopes in detrital and inherited zircons of the Pilbara Craton provide no evidence for Hadean continents // Precambrian Res., 2015, vol. 261. P. 112—126.

Kempe U., Graupner T., Seltmann R., Boorder H., Dolgopolova A., Emmichoven M. The Muruntau gold deposit (Uzbekistan) — A unique ancient hydrothermal system in the southern Tien Shan // Geosci. Frontiers, 2016, vol. № 7. P. 495—528.

Kesler S. E., Riciputi L. C., Ye Z. Evidence for a magmatic origin for Carlin-type gold deposits: isotopic composition of sulfur in the Betze-Post-Screamer Deposit, Nevada, USA // Mineral. Deposita, 2005, vol. 40. P. 127—136.

Koglin N., Zeh A., Cabral A. R., Gomes A. A. S., Neto A. C., Brunetto W. J., Galbiatti H. F. Depositional age and sediment source of the auriferous Moeda formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil: New constrains from U-Pb-Hf isotopes in zircon and xenotime // Precambrian Res., 2014, vol. 255. P. 96—108.

Koglin N., Zeh A., Frimmel H. E., Gerdes A. New constraints on the auriferous Witwatersrand sediment provenance from combined detrial zircon U-Pb and Lu-Hf isotope data for the Eldorado reef (Central Rand Group, South Africa) // Precambrian Res., 2010, vol. 183. P. 817—824.

Kositsin N., Brown S. J. A., Barley M. E., Krapež B., Cassidy K., Champion D. C. SHRIMP U-Pb zircon age constraints on the Late Archaean tectonostratigraphic architecture of the Eastern Goldfields Superterrane, Yilgarn Craton, Western Australia // Precambrian Res. 2008, vol. 161. P. 5—33.

Kresse C., Lobato L. M., Hagemann S. G., Figueiredo e Silva R. C. Sulfur isotope and metal variations in sulfides in the BIF-hosted orogenic Cuiabá gold deposit, Brazil: Implications for the hydrothermal fluid evolution // Ore Geol. Revi., 2018, vol. 98. P. 1—27.

Krolak T., Palmer K., Lacouture B., Paley N. Red Dog mine, Alaska, USA. Report prepared for Teck resources limited, Febriary 2017 // Technical report, 2017. P. 43—101.

Kröner A., Hoffmann J. E., Xie H., Wu F., Münker C., Hegner E., Wong J., Wan Y., Liu D. Generation of early Archaean felsic greenstone volcanic rocks through crustal melting in the Kaapvaal craton, southern Africa // Earth Planet. Sci. Letter, 2013, vol. 381. P. 188—197.

Kucha H. Geology, mineralogy and geochemistry of the Kupferschiefer, Poland // Irish Association for Econ. Geol., 2003, P. 215—238.

Kuehn C. A., Rose A. W. Geology and geochemistry of wall-rock alteration at the Carlin gold deposit, Nevada // Econ. Geol., 1992, vol. 87. P. 1697—1721.

Lai X., Yang X., Santosh M., Liu Y., Ling M. New data of the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit, Inner Mongolia: Implications for ore genesis // Precambrian Res., 2015, vol. 263. P. 108—122.

Landtwing M. R., Furrer C., Redmond R. B., Pettke T., Guillong M., Heinrich C. A. The Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au deposit. III. Zoned copper-gold deposition by magmatic vapor expansion // Econ. Geol., 2010, vol. 105, №1. P. 91—118.

Landtwing M. R., Pettke T., Halter W. E., Heinrich C. A., Redmont P. B., Einaudi M. T., Kunze K. Copper deposition during quartz dissolution by cooling magmatic-hydrothermal fluids: The Bingham porphyry // EPSL, 2005, vol. 235. P. 229—243.

Lang B., Steinitz G., Sawkins F. J., Simmons S. F. K-Ar age studies in the Fresnillo silver district, Zacatecas, Mexico // Econ. Geol., 1988, vol. 83, № 8. P. 1642—1646.

Lang J. R., Gregory M. J., Rebagliati C. M., Payne J. G., Oliver J. L., Roberts K. Geology and magmatic-hydrothermal evolution of the giant Pebble porphyry copper-gold-molybdenum deposit, Southwest Alaska // Econ. Geol., 2013, vol. 108. P. 437—462.

Large R. R., Bull S. W., Maslennikov V. V. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-Type and orogenic gold deposits // Econ. Geol., 2011, vol. 106, № 3. P. 331—358.

Large R. R., Danyushevsky L., Hollit C., Maslennikov V., Meffre S., Gilbert S., Bull S., Scott R., Emsbo P., Thomas H., Singh B., Foster J. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: Implications for the timing of gold in orogenic and carlin-style sediment-hosted deposits // Econ. Geol., 2009, vol. 104. P. 635—668.

Laurent O., Paquette J.-L., Martin H., Doucelance R., Moyen J.-F. LA-ICP-MS dating of zircons from Meso- and Neoarchean granitoids of the Pietersburg block

(South Africa): Crustal evolution at the northern margin of the Kaapvaal craton // Precambrian Res., 2013, vol. 230. P. 209—226.

Laznicka P. Giant metallic deposits — A century of progress // Ore Geol. Rev., 2014, vol. 62. P. 259—314.

Le Bas M. J., Xueming Y., Taylor R. N., Spiro B., Milton J. A., Peishan Z. New evidence from a calcite-dolomite carbonatite dyke for the magmatic origin of the massive Bayan Obo ore-bearing dolomite marble, Inner Mongolia, China // Mineral. Petrol., 2007, vol. 90, № 3—4. P. 223—248.

Lebedev B. A., Pinsky E. M. Transvaporite model of ore genesis and an exploration strategy for new giant ore deposits // Ore Geol. Rew., 2017, vol. 89. P. 324—349.

Lebrun E., Thebaud N., Miller J., Urich S., McCuaig T. S. Mineralization footprints and regional timing of the world-class Siguiri orogenic gold district (Guinea, West Africa) // Mineral. Deposita, 2017, vol. 52. P. 539—564.

Li C., Maier W. D., de Waal S. A. The role of magma mixing in the genesis of PGE mineralization in the Bushveld Complex: thermodynamic calculations and new interpretation // Econ. Geol., 2001, vol. 96, № 3. P. 653—662.

Li C., Ripley E. M., Naldrett A. J. Compositional variations of olivine and sulfur isotopes in the Noril'sk and Talnakh intrusions, Siberia: Implications for ore forming processes in dynamic magma conduits // Econ, Geol., 2003, vol. 98, № 1. P. 69—86.

Li D., Han J., Zhang S., Yan C., Cao H., Song Y. Temporal evolution of granitic magmas in the Luanchuan metallogenic belt, east Qinling Orogen, central China: Implications for Mo metallogenesis // J. Asian Earth Sci., 2015, vol. 111. P. 663—680.

Li N., Chen Y-J., Pirajno F., Ni Zhi-yong. Timing of the Yuchiling giant porphyry Mo system, and implications for ore genesis // Mineral. Deposita, 2013, vol. 48. P. 505—524.

Li T., Xia Q., Chang L, Wang X., Liu Z., Wang S. Deposit density of tungsten polymetallic deposits in the eastern Nanling metallogenic belt, China // Ore Geol. Rev., 2018, vol. 94. P. 73—92.

Li X.-Y., Gao J.-F., Zhang R.-Q., Lu J.-J., Chen W.-H., Wu J.-W. Origin of the Muguayuan veinlet-disseminated tungsten deposit, South China: Constraints from in-situ trace element analyses of scheelite // Ore Geol. Rev., 2018, vol. 99. P. 180—194.

Li Z., Chi G., Bethune K. M., Thomas D., Zaluski G. Structural controls on fluid flow during compressional reactivation of basement faults: Insights from numerical modeling for the formation of unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, Canada // Econ. Geol., 2017, vol. 112. P. 451—466.

Lightfoot P. C., Keays R. R., Morrison G. G, Bite A., Farrell K. Geologic and geochemical relationships between the contact sublayer, inclusions and the main mass of the Sudbury igneous complex: A case study of the Whistle mine embayment // Econ. Geol., 1997, vol. 92, № 6. P. 647—673.

Lightfoot P. C., Naldrett A. J., Gorbachev N. S., Fedorenko V. A., Hawkesworth C. J., Hegrt J., Doherty W. Chemostratigraphy of Siberian trap lavas, Noril'sk district: implications for the source of floodbasalt magmas and their associated Ni-Cu mineralization // Sudbury — Noril'sk Symposium. Ontario Geol. Surv. Spec., 1994, vol. 5. P. 283—312.

Liu P., Mao J., Pirajno F., Jia L., Zhang F., Li Y. Ore genesis and geodynamic setting of the Lianhuashan porphyry tungsten deposit, eastern Guangdong Province, SE China: constraints from muscovite $^{40}Ar-^{39}Ar$ and zircon U-Pb dating and Hf isotopes // Mineral. Deposita, 2018a, vol. 53. P. 797—814.

Liu P., Mao J., Santosh M., Xu L., Zhang R., Jia L. The Xiling Sn deposit, Eastern Guandong province, Southeast China: A new genetic model from $^{40}Ar/^{39}Ar$ muscovite and U-Pb cassiterite and zircon geochronology // Econ. Geol., 2018b, vol. 113. P. 511—530.

Liu Y., Bagas L., Nie F., Jiang S., Li C. Re-Os system of black schist from the Mesoproterozoic Bayan Obo Group, Central Inner Mongolia, China and its geological implications // Lithos, 2016d, vol. 261. P. 296—306.

Liu Y.-L., Ling M.-X., Williams I. S., Yang X.-Y., Wang C. J., Sun W. The formation of the giant Bayan Obo REE-Nb-Fe deposit, North China, Mesoproterozoic carbonatite and overprinted Paleozoic dolomitization // Ore Geol. Rev., 2018c, vol. 92. P. 73—83.

Lobato L., Ribeiro-Rodrigues F., Vieira F. Brazil's premier gold province. Part II: geology and genesis of gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero // Mineral. Deposita, 2001, vol. 36. P. 249—277.

Lobato L. M., Costa M. A., Silva R. C. F., Berni G. V. Gold in Brazil // Conference "Tectonics and metallogenesis of the NE South America" Paramaribo, Suriname 19—20th Febriary, 2019. 26 pp.

Lu H.-Z, Liu Y., Wang C., Xu C. W., Li H. Mineralization and fluid inclusion study of the Shizhuyuan W-Sn-Bi-Mo-F skarn deposit, Hunan province, China // Econ. Geol., 2003, vol. 98, № 5. P. 955—974.

Lubben J. D., Cline J. S., Barker S. L. L. Ore fluid properties and sources from quartz-associated gold at the Betze-Post Carlin-Type gold deposit, Nevada, United States // Econ. Geol., 2012, vol.107. P. 1351—1385.

Ludwig K. R., Grauch R. I., Nutt C. J. Nash J. T., Frishman D., Simmons K. R. Age of uranium mineralization at the Jabiluka and Ranger deposits, Northern Territory, Australia: New U-Pb isotope evidence // Econ. Geol., 1987, vol. 82, № 4. P. 857—874.

Lund K., McAleer R. J., Aleinikoff J. N., Cosca M. A., Kunk M. J. Two-event lode-ore deposition at Butte, USA: $^{40}Ar/^{39}Ar$ and U-Pb documentation of Ag-Au-polymetallic lodes overprinted by younger stockwork Cu-Mo ores and penecontemporaneous Cu lodes // Ore Geol. Rev., 2018, vol. 102. P. 666—700.

Lüders V., Romer R., Cabral A. R. Genesis of itabirite-hosted Au-Pd-Pt-bearing hematite-(quartz) veins, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: constraints from fluid inclusion infrared microthermometry, bulk crush-leach analysis and U-Pb systematics // Mineral. Deposita, 2005, vol. 40, № 3. P. 289—306.

Lüders V., Romer R., Gilg H., Bodnar R., Pettke T., Misantoni D. A geochemical study of the Sweet Home Mine, Colorado Mineral Belt, USA: hydrothermal fluid evolution above a hypothesized granite cupola // Mineral. Deposita, 2009, vol. 44. № 4. P. 415—434.

Lydon J. W. Geology and metallogeny of the Belt-Purcell basin // Geol. Assoc. Canada. Mineral. Depos. Div. Spec. Publ., 2007, № 5. P. 581—607.

Madureira R. S., Martins M., Queiroga G. N., Lana C., Dutra L., Alkmim A. R. Depositional setting and U-Pb detrital record of rift-related deposits in the Moeda Formation (Minas Supergroup) at the Gandarela and Ouro Fino synclines, Quadrilátero Ferrífero, Brazil // Brazil. J. Geol., 2021, vol. 51, № 3. P. 1—21.

Maier W., Barnes S.-J. Platinum-group elements in the UG_1 and UG_2 chromitites, and the Bastard reef, at Impala platinum mine, western Bushveld Complex, South Africa: evidence for late magmatic cumulate instability and reef constitution // S. Afr. J. Geol., 2008, vol. 111, № 2—3. P. 159—176.

Mainwaring P. R., Naldrett A. J. Country-rock assimilation and the genesis of Cu-Ni sulfides in the Waterhen intrusion, Duluth Complex, Minnesota // Econ. Geol., 1977, vol. 72, № 7. P. 1269—1284.

Mamuse A., Porwal A., Kreuzer O., Beresford S. Spatial statistical analysis of the distribution of komatiite-hosted nickel sulfide deposits in the Kalgoorlie Terrane, Western Australia: clustered or not? // Econ. Geol., 2010, vol. 105, P. 229—242.

Mango H., ***Arehart G., Oreskes N.***, ***Zantop H.*** Origin of epithermal Ag-Au-Cu-Pb-Zn mineralization in Guanajuato, Mexico // Mineral. Deposita, 2014, vol. 49, № 1. P.119—143.

Manske S. L., Paul A. H. Geology of a major new porphyry copper center in the Superior (Pioneer) District, Arizona // Econ. Geol., 2002, vol. 97. P. 197—220.

Mansur E. T., Filho C. F. F. Magmatic structure and geochemistry of the Luanga Mafic-Ultramafic Complex: Further constraints for the PGE-mineralized magmatism in Carajás, Brazil // Lithos, 2016, vol. 266—267. P. 28—43.

Mao J. W., Pirajno F., Xiang J. F., Gao J. J., Ye H. S., Li Y. F., Guo B. J. Mesozoic molybdenum deposits in the east Qinling-Dabie orogenic belt: Characteristics and tectonic settings // Ore Geol. Rev., 2011, vol. 43. P. 264—293.

Maroun L. R. C., Cline J. S., Simon A., Anderson P., Muntean J. High-grade gold deposition and collapse breccia formation, Cortez Hills Carlin-type gold deposit, Nevada, USA // Econ. Geol., 2017, vol. 112. № 4. P. 707—740.

Marschik R., Mathur R., Ruiz J., Leveille R., de Almeida A. J. Late Archean Cu-Au-Mo mineralization at Gameleira and Serra Verde, Carajàs Mineral Province, Brazil: constraints from Re-Os molybdenite ages // Mineral. Deposita, 2005, vol. 39. P. 983—991.

Martins B. S., Lobato L. M., Rosière C. A., Hagemann S. G, Santos J. O. S., Villanova F. L. S. P., Figueiredo e Silva R. C., Lemos L. H. A. The Archean BIF-hosted Lamego gold deposit, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero: Evidence for Cambrian structural modification of an Archean orogenic gold deposit // Ore Geol. Rev. 2016, vol. 72. P. 963– 988.

Mathez E. A., Mey J. L. Character of the UG2 chromitite and host rocks and petrogenesis of its pegmatoidal footwall, northeastern Bushveld Complex // Econ. Geol., 2005, vol. 100, № 8. P. 1617—1630.

McGoldrick P. J., Keays R. R. Mount Isa copper and lead-zinc-silver ores; coincidence or cogenesis? // Econ. Geol.,1990, vol. 85, № 3. P. 641—650.

McKeough M. A., Lentz D. R., McFarlane C. R. M., Brown J. Geology and evolution of pegmatite-hosted U-Th ± REE-Y-Nb mineralization, Kulyk, Eagle, and Karin Lakes

region, Wollaston Domain, northern Saskatchewan, Canada: examples of the dual role of extreme fractionation and hybridization processes // J. Geosci., 2013, vol. 58, № 4. P. 321 — 346.

McNaughton N. J., Mueller A. G., Groves D. I. The age of the giant golden mile deposit, Kalgoorlie, Western Australia: ion-microprobe zircon and monazite U-Pb geochronology of a synmineralization lamprophyre dike // Econ. Geol., 2005, vol. 100, № 7. P. 1427—1440.

Melo G. H. C., Monteiro L. V. S., Xavier R. P., Moreto C. P. N., Santiago E. Tracing fluid sources for the Salobo and Igarapé Bahia deposits: Implications for the genesis of the iron oxide copper-gold deposits in the Carajás Province, Brazil // Econ. Geol., 2019, vol. 114, № 4. P. 697—718.

Mercer C. N., Hofstra A. H., Todorov T. I., Roberge J., Burgisser A., Adams D. T., Cosca M. A. Pre-eruptive conditions of the Hideaway Park topaz rhyolite: Insights into metal source and evolution of magma parental to the Henderson porphyry molybdenum deposit Colorado // J. Petrol., 2015, vol. 56, № 4. P. 645—579.

Meyer F. M., Robb L. J. The geochemistry of black shales from the Chuniespoort Group, Transvaal sequence, Eastern Transvaal, South Africa // Econ. Geol., 1996, vol. 91. P. 111—121.

Mhlanga X. R., Tsikos H., Lee B., Rouxel O. J., Boyce A. C., Haris C., Lyons T. W. The Palaeoproterozoic Hotazel BIF-Mn Formation as an archive of Earth's earliest oxygenation // Earth-Sci. Rev., 2023, vol. 240, 104389. 29 pp.

Miller J., Blewett R., Tunjic J., Connors K. The role of early formed structures on the development of the world class St Ives Goldfield, Yilgarn, WA // Precambrian Res., 2010, vol. 183, № 2. P. 292—315.

Mitchell A. H. G., Leach T. M. Epithermal Gold in the Philippines: Island Arc Metallogenesis, Geothermal Systems and Geology. — London: Academic Press,1991. 457 pp.

Mitchum R. M., Uliana M. A. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences. Upper Jurassic–Lower Cretaceous, Neuquen Basin, Argentina / Seismic Stratigraphy II: An Integrated Approach to Hydrocarbon Analysis / Eds. R. R. Berg y D. G. Woolverton // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1985, vol. 39. P. 255—274.

Moncada D., Baker D., Bodnar R. J. Mineralogical, petrographic and fluid inclusion evidence for the link between boiling and epithermal Ag-Au mineralization in the La Luz area, Guanajuato Mining District, Mexico // Ore Geol. Rev., 2017, vol. 89. P. 143—170.

Moore D. W., Young L. E., Modene J. S., Plahuta J. T. Geologic setting and genesis of the Red Dog zinc-lead-silver deposit, western Brooks Range, Alaska // Econ. Geol., 1986, vol. 81. P. 1696—1727.

Morales M. J., Silva R. C. F., Lobato L. M., Gomes S. D., Gomes C. C. C. O., Banks D. A. Metal source and fluid-rock interaction in the Archean BIF-hosted Lamego gold mineralization: Microthermometric and LA-ICP-MS analyses of fluid inclusions in quartz veins, Rio das Velhas greenstone belt, Brazil // Ore Geol. Rev., 2016, vol. 72. P. 510—531.

Morelli R. M., Creaser R. A., Selby D., Kelley K. D., Leach D. L., King A. R. Re-Os sulfide geochronology of the Red Dog sediment-hosted Zn-Pb-Ag deposit, Brooks Range, Alaska // Econ. Geol., 2004, vol. 99. P. 1569—1576.

Morelli R., Creaser R. A., Seltmann R., Stuart F. M., Selby D., Graupner T. Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposit, Uzbekistan, from coupled Re-Os-He isotopes in arsenopyrite // Geology, 2007, vol. 35, № 9. P. 795—798.

Moreto C. P. N., Monteiro L. V. S., Xavier R. P., Creaser R. A., Dufraine S. A., Colombo G., Kei S., Amaral W. S. Neoarchean and Paleoproterozoic iron oxide-copper-gold events at the Sossego deposit, Carajás province, Brazil: Re-Os and U-Pb geochronological evidence // Econ. Geol., 2015b, vol. 110, № 3. P. 809—835.

Moreto C. P. N., Monteiro L. V. S., Xavier R. P., Creaser R. A., DuFrane S. A., Melo G. H. C. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide-copper-gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajas Province, Brazil // Mineral. Deposita, 2015a, vol. 50, № 5. P. 517—546.

Morey A. A., Weinberg R. F., Bierlein F. P. The structural controls of gold mineralization within the Bardoc Tectonic Zone, Eastern Goldfields Province, Western Australia: implications for gold endowment in shear systems // Miner. Deposita, 2007, vol. 42, № 6. P. 583—600.

Morgan R., Orberger B., Rosiére C. A., Wirth R., Carvalho C., Bellver-Baca M. T. The origin of coexisting carbonates in banded iron formations: A micro-mineralogical study of the 2.4 Ga Itabira group, Brazil // Precambrian Res., 2013, vol. 224. P. 491—511.

Mueller A. G., Muhling J. R. Silver-rich telluride mineralization at Mount Charlotte and Au-Ag zonation in the giant Golden Mile deposit, Kalgoorlie, Western Australia // Miner. Deposita, 2013, vol. 48, № 3. P. 295—311.

Muir T. L. The Sudbury structure; considerations and models for the endogenic origin // The geology and ore deposits of the Sudbury structure. — Ontario: Geol. Surv. Spec., 1984, vol. 1. P. 449—490.

Mukwakwami J., Lafrance B., Lesher C. M. Back-thrusting and overturning of the southern margin of the 1.85 Ga Sudbury igneous complex at the Carson mine, Sudbury, Ontario // Precambrian Res., 2012, vol. 196—197. P. 81—105.

Muntean J., Taufen P. Geochemical exploration for gold through transported alluvial cover in Nevada: Examples from the Cortes mine // Econ. Geol., 2011, vol. 106, № 5. P. 809—833.

Naldrett A. J. Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and exploration. — Berlin, N. Y., Heidelberg: Springer, 2004. 727 pp.

Ni P., Wang G.-G., Yu W., Chen H., Jiang L.-L., Wang B.-H., Zhang H.-D., Xu Y.-F. Evidence of fluid inclusions for two stages of fluid boiling in the formation of the giant Shapinggou porphyry Mo deposit, Dabie Orogen, Central China // Ore Geol. Rev., 2015, vol. 65. P. 1078—1094.

Niday W. B. Triggering Mechanisms and Stabilization of a Massive Pit Slope Failure. — Reno: Univers. Nevada, 2015. 54 pp.

Nieto-Samaniego A. F., Baez-Lopez J. A., Levresso G., Alaniz-Alvarez S. A., Ortega-Obregon C., Lopez-Martinez M., Noguez-Alkantara B., Sole-Vinas J. New stratigraphic, geochronological and structural data from the southern Guanajuato

Mining District, Mexico: implications for the caldera hypothesis // Int. l Geol. Rev., 2016, vol. 58, № 2. P. 246—262.

Oberthür T., Junge M., Rudashevsky N., de Meyer E., Gutter P. Platinum-group minerals in the LG and MG chromitites of the eastern Bushveld Complex, South Africa // Mineral. Deposita, 2016, vol. 51, № 1. P. 71—87.

Oberthür T., Melcher F., Buchholz P., Locmelis M. The oxidized ores of the Main Sulphide Zone, Great Dyke, Zimbabwe: turning resources into minable reserves — mineralogy is the key // J. S. Afric. Inst. Mining Metallurgy Platinum, 2012. P. 647—672.

O'Brien J. J., Spry P. G., Teale G. S., Jackson S. E., Rogers D. Major and trace element chemistry of Gahnite as an exploration guide to Broken Hill-Type Pb-Zn-Ag mineralization in the Broken Hill Domain, New South Walls, Australia // Econ. Geol., 2015, vol. 110, № 4. P. 1027—1057.

Obuasi redevelopment project // AngloGold Ashanti Investor presentation. May, 2019.

Ord A., Hobbs B. E., Zhang Y., Broadbent G. C., Brown M., Willetts G., Sorjonen-Ward P., Walshe J. L., Zhao C. Geodynamic modeling of the Century deposit, Mt Isa province, Queensland // Austral. J. Earth Sci. 2002, vol. 49, № 6. P. 1011—1039.

Oreskes N., Einaudi M. T. Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam: Preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes // Econ. Geol., 1992. vol. 87, № 1. P. 64—90.

Oreskes N., Einaudi M. T. Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia // Econ. Geol., 1990, vol. 85, № 1. P. 1—28.

Osae S., Kase K., Yamamoto M. Ore mineralogy and mineral chemistry of the Ashanti gold depositat Obuasi, Ghana // Res. Geol., 1999, vol. 49, № 1. P. 1—11.

Ossandon G. C., Freraut R. C., Gustafson L. B., Lindsay D. D., Zentilli M. Geology of the Chuquicamata mine: A progress report // Econ. Geol., 2001, vol. 96, № 2. P. 249—270.

Page R. W., Stevens B. P. J., Gibson G. M. Geochronology of the sequence hosting the Broken Hill Pb-Zn-Ag orebody, Australia // Econ. Geol., 2005, vol. 100, № 4. P. 633—661.

Palero-Fernandez F. J., Martin-Izard A., Prieto M. Z., Mansilla-Plaza L. Geological context and plumbotectonic evolution of the giant Almaden mercury deposit // Ore Geol. Rev., 2015, vol. 64. P. 71—88.

Pare P., Gribenko A. V., Cox L. H., Cuma M., Wilson G. A., Zhdanov M. S., Legault J., Smit J., Polome L. 3D inversion of SPECTREM and ZTEM airborne electromagnetic data from the Pebble Cu-Au-Mo porphyry deposit, Alaska // Explor. Geophys., 2012, vol. 43, № 2. P. 104—115.

Pereira S. L. M., Lobato L. M., Ferreira J. E., Jardim E. C. Nature and origin of the BIF-hosted São Bento gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, with special emphasis on structural controls // Ore Geol. Rev., 2007, vol. 32. P. 571—595.

Perkins W. G. Mount Isa lead-zinc orebodies: Replacement lodes in a zoned syndeformational copper-lead-zinc system? // Ore Geol. Rev., 1997, vol. 12, № 2. P. 61—110.

Perkins W. G., Bell T. H. Stratiform replacement lead-zinc deposits a comparison between Mount Isa, Hilton, and McArtur river // Econ. Geol., 1998, vol. 93, № 8. P. 1190—1212.

Perring C. S. A 3-D geological and structural synthesis of the Leinster area of the Agnew-Wiluna Belt, Yilgarn Craton, Western Australia, with special reference to the volcanological setting of komatiite-associated nickel sulfide deposits // Econ. Geol., 2015a, vol. 110. P. 469—503.

Perring C. S. Volcanological and structural controls on mineralization at the Mount Keith and Cliffs komatiite-associated nickel sulfide deposits, Agnew-Wiluna belt, Western Australia — Implications for ore genesis and targeting // Econ. Geol., 2015b, vol. 110. № 7. P. 1669—1695.

Perring C. S. Yakabindie revisited — volcanological and structural controls on the komatiite-hosted Six Mile Well and Goliath North deposits and implications for the architectures of the 2.7 Ga rift event in the Agnew-Wiluna Belt, Yilgarn Craton, Western Australia // Econ. Geol., 2016, vol. 111, № 5. P. 1159—1185.

Perrouty S. Structural evolution of the gold-rich Ashanti Belt, SW Ghana. — Toulouse: Universite Paul Sabatier, 2013. 242 pp.

Peters S. G., Armstrong A. K., Harris A. G., Oscarson R. L., Noble P. J. Biostratigraphy and structure of Paleozoic host rocks and their relationship to Carlin-type gold deposits in the Jerritt Canyon Mining District, Nevada // Econ. Geol., 2003, vol. 98. P. 317—337.

Petersson A., Kemp A. I. S., Gray C. M., ***Whitehouse M. J.*** Formation of early Archean Granite-Greenstone Terranes from a globally chondritic mantle: Insights from igneous rocks of the Pilbara Craton, Western Australia // Chem. Geol., 2020, vol. 551, 119757.

Pettke T., Oberli F., Heinrich C. A. The magma and metal source of giant porphyry-type ore deposits, based on lead isotope microanalysis of individual fluid inclusions // Earth Planet. Sci. Letter, 2010, vol. 296, № 3—4. P. 267—277.

Phillips G. N., Groves D. I., Kerrich R. Factors in the formation of the giant Kalgoorlie gold deposit // Ore Geol. Rev., 1996, vol. 10, № 3—6. P. 295—317.

Phillips G. N., Groves D. I., Martyn J. E. An epigenetic origin for Archean banded iron-formation-hosted gold deposits // Econ. Geol., 1984, vol. 79. P. 162—171.

Phillips G. N., Powell R. Hydrothermal alteration in the Witwatersrand gold-fields // Ore Geol. Rev., 2015, vol. 65. P. 245—273.

Phillips G. N., Vearncombe J. R., Eshuys E. Gold production and the importance of exploration success: Yilgarn Craton, Western Australia // Ore Geol. Rev., 2019, vol. 105. P. 137—150.

Pickard A. L SHRIMP U-Pb zircon ages of tuffaceous mudrocks in the Brockman Iron Formation of the Hamersley Range, Western Australia // Austral. J. Earth Sci., 2002, vol. 49, № 3. P. 491—507.

Pirajno F., Zhou T. Intracontinental porphyry and porphyry-skarn mineral systems in Eastern China: Scrutiny of a special case “Made-in-China” // Econ. Geol., 2015, vol. 110, № 3. P. 603—629.

Plimer I. R. Strata-bound scheelite in meta-evaporites, Broken Hill, Australia // Econ. Geol., 1994, vol. 89, № 3. P. 423—437.

Polito P. A., Kyser T. K., Jackson M. J. Sandstone diagenesis in the Mount Isa Basin: An isotopic and fluid inclusion perspective in relationship to District-Wide Zn, Pb, and Cu mineralization // Econ. Geol., 2006, vol. 101, № 6. P. 1159—1188.

Polito P. A., Kyser T. K., Marlatt J., Alexandre P., Bajwah Z., Drever G. Significance of alteration assemblages for the origin and evolution of the Proterozoic Nabarlek unconformity-related uranium deposit, Northern Territory, Australia // Econ. Geol., 2004, vol. 99. P. 113—139.

Polito P. A., Kyser T. K., Thomas D., Marlatt J., Drever G. Re-evaluation of the petrogenesis of the Proterozoic Jabiluka unconformity-related uranium deposit, Northern Territory, Australia // Mineral. Deposita, 2005, vol. 40, № 3. P. 257—288.

Poujol M., Hirner A. J., Armstrong R. A., Anhaeusser C. R. U-Pb SHRIMP data for the Madibe greenstone belt: Implications for crustal growth on the western margin of the Kaapvaal craton, South Africa // S. Afr. J. Geol., 2008, vol. 111, № 1. P. 67—78.

Powers M. C. Fluid release mechanism in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration // APPG Bull., 1967, vol. 51, № 7. P. 1240– 1254.

Prendergast M. D. The Snake's Head Platinum Project — layering, PGE mineralisation and deformation in the Musengezi Subchamber of the Great Dyke, Zimbabwe // S. Afr. J. Geol., 2016, vol. 119, № 2. P. 305—328.

Prendergast M. D., Wilson A. H. The Great Dyke of Zimbabwe — II: Mineralization and mineral deposits // Magmatic sulphides — the Zimbabwe volume. Eds. M. D. Prendergast and M. J. Jones. — London: Inst. Mining Metallurgy, 1989. P. 21—42.

Radtke A. S. Geology of the Carlin gold deposit, Nevada // US Geol. Surv. Profess. Pap., 1985, № 1267. 127 pp.

Raetz M., Krabbendam M., Donaghy A. G. Compilation of U-Pb zircon data from the Willyama supergroup, Broken Hill region, Australia: evidence for three tectonostratigraphic successions and four magmatic events? // Austral. J. Earth Sci., 2002, vol. 49, № 6. P. 965—983.

Rajesh H. M., Chisonga B. C., Shindo K, Beukes N. J., Armstrong R. A. Petrographic, geochemicasl and SHRIMP U-Pb titanite age characterization of the Thabazimbi mafic sills mafic sills: Extended time frame and a unifying petrogenetic model for the Bushveld Large Igneous Province // Precambrian Res., 2013, vol. 230. P. 79—102.

Redmond P. B., Einaudi M. T. The Bingham canyon porphyry Cu-Mo-Au deposit. I. Sequence of intrusion, vein formation and sulfide deposition // Econ. Geol., 2010, vol. 105, № 1. P. 43—68.

Reed M., Rusk B., Palandri J. The Butte magmatic-hydrothermal system: One fluid yields all alteration and veins // Econ. Geol., 2013, vol. 108. P. 1379—1396.

Reihl W., Cabral A. R. Meta-evaporite in the Carajás mineral province, northern Brazil // Mineral. Deposita, 2018, vol. 53, № 7. P. 895—902.

Ren Z., Zhou T., Hollings P., White N. C., Wang F., Yuan F. Trace element geochemistry of molybdenite from the Shapinggou super-large porphyry Mo deposit, China // Ore Geol. Rev., 2018, vol. 95. P. 1049—1065.

Ressel M. W., Henry Ch. Igneous geology of the Carlin trend, Nevada: Development of the Eocene plutonic complex and significance for Carlin-type gold deposits // Econ. Geol., 2006, vol. 101, № 2. P. 347—383.

Rhodes D., Lantos E. A., Lantos J. A., WebbR. J., Owens D. C. Pine Point orebodies and their relationship to the stratigraphy, structure, dolomitization and karstification of the Middle Devonian barrier complex // Econ. Geol., 1984, vol. 79, № 5. P. 991—1055.

Ribeiro Y., Figueiredo e Silva R. C., Lobato L. M., Lima L. C., Rios F. J., Hagemann S. G., Cliff J., Fluid inclusion and sulfur and oxygen isotope studies on quartz-carbonate-sulfide veins of the Carvoaria Velha deposit, Córrego do Sítio gold lineament, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil // Ore Geol. Rev., 2015, vol. 67. P. 11—33.

Ribeiro-Rodrigues L. C., Oliveira C. G., Friedrich G. The Archean BIF-hosted Cuiabá Gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil // Ore Geol. Rev., 2007, vol. 32. P. 543—570.

Rice C. M., Steele G. B., Barfod D. N., Boyce A. J., Pringle M. S. Duration of magmatic, hydrothermal and supergene activity at Cerro Rico de Potosi, Bolivia // Econ. Geol., 2005, vol. 100, № 8. P. 1647—1656.

Richards J. P. Giant ore deposits formed by optimal alignment and combinations of geological processes // Nature Geosciences, 2013, vol. 6, № 11. P. 911—916.

Roncato J., Lobato L. M., Lima L. C., Porto C. G., Figueira e Silva R. C. Metaturbidite-hosted gold deposits, Córrego do Sítio lineament, Quadrilátero Ferrífero, Brazil // Brazil. J. Geol., 2015, vol. 45, № 1. P. 5—22.

Rosengren N. M., Grguric B. A., Beresford S. W., Cas R. A. F. Internal stratigraphic architecture of the komatiitic dunite-hosted MKD5 disseminated nickel sulfide deposit, Mount Keith Domain, Agnew-Wiluna Greenstone Belt, Western Australia // Miner. Deposita, 2007, vol. 42, № 8. P. 821—845.

Rossignol C., Antonio P. Y. J., Narduzzi F., Rego E. S., Teixeira L., de Souza R. A., Ávila J. N. F., Silva M. A. L., Lana C., Trindade R. I. F., Philippot P. Unraveling one billion years of geological evolution of the southeastern Amazonia Craton from detrital zircon analyses // Geosci. Frontiers, 2021. 101202. 24 pp.

Rota J. C., Hausen D. M. Geology of the Gold Quarry mine // Ore Geol. Rev., 1991, vol. 6. P. 83—105.

Rusk B. G., Reed M. H., Dilles J. Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana // Econ. Geol., 2008, vol. 103, № 2. P. 307—334.

Salier B. P., Groves D. I., McNaugton N. J., Fletcher I. R. Geochronological and stable isotope evidence for widespread orogenic gold mineralization from a deep-seated fluid source at ca 2.65 Ga in the Laverton gold province, Western Australia // Econ. Geol., 2005, vol. 100, № 7. P. 1363—1388.

Saupe F. Geology of the Almaden mercury deposit, province of Ciudad Real, Spain // Econ. Geol., 1990, vol. 85, № 3. P. 482—510.

Saupé F., Arnold M. Sulphur isotope geochemistry of the ores and country rocks at the Almadén mercury deposit, Ciudad Real, Spain // Geochim. Cosmochim. Acta, 1992, vol. 56. P. 3765—3780.

Scoon R. N., Costin G. Chemistry, morphology and origin of magmatic-reaction chromite stringers associated with anorthosite in the upper critical zone at Winnaarshoek, eastern limb of the Bushveld Complex // J. Petrol. 2018, vol. 59, № 8. P. 1551—1578.

Scoon R. N., Mitchell A. A. The principal geological features of the Mooihoek platiniferous dunite pipe, eastern limb of the Bushveld Complex, and similarities with Replaced Merensky Reef at the Amandelbult mine, South Africa // S. Afr. J. Geol., 2011, vol. 114, № 1. P. 15—40.

Seedorff E., Einaudi M. T. Henderson porphyry molybdenum system, Colorado: I. Sequence and abundance of hydrothermal mineral assemblages, flow paths of evolving fluids, and evolutionary style // Econ. Geol., 2004a, vol. 99, № 1. P. 3—37.

Seedorff E., Einaudi M. T. Henderson porphyry molybdenum system, Colorado: II. Decoupling of introduction and deposition of metals during geochemical evolution of hydrothermal fluids // Econ. Geol., 2004b, vol. 99, № 1. P. 39—72.

Seo J. H., Guillong M., Heinrich C. A. Separation of molybdenum and copper in porphyry deposits: The roles of sulfur, redox and pH in ore mineral deposition at Bingham canyon // Econ. Geol., 2012, vol. 107, № 2. P. 333—356.

Shannon J. R., Nelson E. P. Climax porphyry molybdenum deposit, Colorado: a Summary // Soc. Econ. Geol. Guidebook ser., 2006, vol. 38. P. 21—37.

Sharp J. E. A molybdenum mineralized breccia pipe complex, Redwell Basin, Colorado // Econ. Geol., 1978, vol. 73. P. 369—382.

Sheppard S., Krapež B., Zi J.-W., Rasmussen B., Fletcher R. Young ores in old rocks: Proterozoic iron mineralisation in Mesoarchean banded iron formation, northern Pilbara Craton, Australia // Ore Geol. Rev., 2017, vol. 89. P. 40—69.

Sillitoe R. H., Steele G. B., Thompson J. F. H., Lang J. R. Advanced argillic lithocaps in the Bolivian tin-silver belt // Mineral. Deposita, 1998, vol. 33. P. 539—546.

Silva A. C. S., Costa M. L. Genesis of the "soft" iron ore at S11D deposit, in Carajás, Amazon region, Brazil // Brazil. J. Geol., 2020, vol. 50, № 1. P. 1—19.

Silva R. C. F., Hagemann S., Lobato L. M., Rosière C. A., Banks D. A., Davidson G. J., Vennemann T., Hergt J. Hydrothermal Fluid Processes and Evolution of the Giant Serra Norte Jaspilite-Hosted Iron Ore Deposits, Carajás Mineral Province, Brazil // Econ. Geol., 2013, vol. 108. P. 739—779.

Silva R. C. F., Lobato L. M., Rosière C. A., Hagemann S. Petrographic and geochemical studies at giant Serra Norte iron ore deposits in the Carajás mineral province, Pará State, Brazil // Revista Geonomos, 2011, vol. 19, № 2. P. 198—223.

Simandl G. J., Burt R. O., Trueman D. L., Paradis S. Tantalum and niobium: deposits, resources, exploration methods and market — A primer for geoscientists // Geosci. Can., 2018, vol. 45, № 2, p .85—96.

Simon G., Kesler S. E., Chryssoulis S. Geochemistry and textures of gold-bearing arsenian pyrite, Twin Creeks, Nevada: Implications for deposition of gold in Carlin-type deposits // Econ. Geol., 1999, vol. 94, № 3. P. 405—422.

Skirrow R. G., Bastrakov E. N., Barovich K., Fraser G. L., Creaser R. A., Fanning C. M., Raymond O. L., Davidson G. J. Timing of iron oxide Cu-Au-(U) hydrothermal activity and Nd isotope constraints on metal sources in the Gawler Craton, South Australia // Econ. Geol., 2007, vol. 102. P. 1441—1470.

Skirrow R. G., Mercadier J., Armstrong R., Kuske T., Etienne D. The Ranger uranium deposit, northern Australia: Timing constraints, regional and ore-related alteration, and genetic implications for unconformity-related mineralization // Ore Geol. Rev., 2016, vol. 76. P. 463—503.

Slack J. F., Dumoulin J. A., Schmidt J. M., Young L. E., Rombach C. Paleozoic sedimentary rocks in the Red Dog Zn-Pb-Ag district and vicinity, Western Brooks Range, Alaska: Provenance, deposition and metallogenic significance // Econ. Geol., 2004, vol. 99, № 7. P. 1385—1414.

Slack J. F., Palmer M. R., Stevens B. P. J., Barnes R. G. Origin and significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill district, Australia // Economic Geology, 1993, vol. 88, № 3. P. 505—541.

Smith A. J. B., Henry G., Frost-Killian S. A review of the Birimian Supergroup and Tarkwaian Group-hosted gold deposits of Ghana // Episodes, 2016, vol. 39, № 2. P. 176—197.

Smith M. P., Campbell L. S., Kynicky J. A review of the genesis of the world class Bayan Obo Fe-REE-Nb deposits, Inner Mongolia, China: Multistage processes and outstanding questions // Ore Geol. Rev., 2015, vol. 64. P. 459—476.

Smith M. P., Moore K., Kavecsánszki D., Finch A. A., Kynicky J., Wall F. From mantle to critical zone: A review of large and giant sized deposits of the rare earth elements // Geosci. Frontiers, 2016, vol. 7, № 3. P. 315—334.

Soares M. B., Neto A. V. C., Bertolino L. C., Alves F. E. A., Almeida A. M., Silva P. H. M., Mabub R. O. A., Manduca L. G., Araújo I. M. C. P. Multistage mineralization at the hypozonal São Sebastião gold deposit, Pitangui greenstone belt, Minas Gerais, Brazil // Ore Geol. Rev. 2018, vol. 102. P. 618—638.

Soares M. B., Neto A. V. C., Zeh A., Cabral A. R., Pereira L. F., Prado M. G. B., de Almeida A. M., Manduca L. G., da Silva P. H. M., de Araújo R. O. M., Schlichta T. M. Geology of the Pitangui greenstone belt, Minas Gerais, Brazil: Stratigraphy, geochronology and BIF geochemistry // Precambrian Res., 2017, vol. 291. P. 17—41.

Song W.-L., Yao J.-M., Chen H.-Y., Sun W.-D. Lai C.-K. Xiang X., Luo X., Jourdan F. Mineral paragenesis, fluid inclusions, H-O isotopes and ore-forming processes of the giant Dahutang W-Cu-Mo deposit, South China // Ore Geol. Rev., 2018, vol. 99. P. 116—150.

Southgate P. N., Scott D. L., Sami T. T., Domagala J., Jackson M. J., Noel J., Kyser T. K. Basin shape and sediment architecture in the Gun Supersequence: a strike-slip model for Pb-Zn-Ag ore genesis at Mt Isa // Austral. J. Earth Sci. 2000, vol. 47, № 3. P. 509—531.

Spier C. A., de Oliveira S. M. B., Rosiere C. A. Geology and geochemistry of the Águas Claras and Pico Iron Mines, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil // Mineral. Deposita, 2003, vol. 38, № 6. P. 751—774

Spier C. A., de Oliveira S. M. B., Rosiere C. A., Ardisson J. D. Mineralogy and trace-element geochemistry of the high-grade iron ores of the Águas Claras Mine and comparison with the Capão Xavier and Tamanduá iron ore deposits, Quadrilátero Ferrífero, Brazil // Mineral. Deposita, 2008, vol. 43, № 2. P. 229—254.

Standing J. G. Terrane amalgamation in the Eastern Goldfields Superterrane, Yilgarn Craton: Evidence from tectonostratigraphic studies of the Laverton Greenstone Belt // Precambrian Res. 2008, vol. 161, № 1—2. P. 114—134.

Stavast W. J. A., Keith J. D., Christiansen E. H., Dorais M. J., Tingey D., Larocque A., Evans N. The fate of magmatic sulfides during intrusion or eruption, Bingham and Tintic Districts, Utah // Econ. Geol., 2006, vol. 101. P. 329—345.

Steinberger I., Hinks D., Driesner Th., Heinrich Ch. A. Source plutons driving porphyry copper ore formation: Combining geomagnetic data, thermal constraints, and chemical mass balance to quantify the magma chamber beneath the Bingham Canyon deposit // Econ. Geol., 2013, vol. 108, № 4. P. 605—624.

Stenger D. P., Kesler S. E., Peltonen D. R., Tapper C. J. Deposition of gold in Carlin-type deposits; the role of sulfidation and decarbonation at Twin Creeks, Nevada // Econ. Geol., 1998, vol. 93. P. 201—215.

Stern Ch. R., Funk J. A., Skewes M. A. Magmatic anhydrite in plutonic rocks at the El Teniente Cu-Mo deposit, Chile, and the role of sulfur- and copper-rich magmas in its formation // Econ. Geol., 2007, vol. 102, № 7. P. 1335—1344.

Stevens B. P. J., Bradley G. M. Sedimentology in metamorphic rocks, the Willyama Supergroup, Broken Hill, Australia // Austral. J. Earth Sci., 2018, vol. 65. P. 25—59.

Stewart R. A., Reimold W. U., Charlesworth E. G. Tectonosedimentary model for the Central Rand Goldfield, Witwatersrand Basin, South Africa // S. Afr. J. Geol., 2004, vol. 107, № 4. P. 603—618.

Stone W. E., Beresford S. W., Archibald N. J. Structural setting and shape analysis of nickel sulfide shoots at the Kambalda Dome, Western Australia: Implications for deformation and remobilization // Econ. Geol., 2005, vol. 100. P. 1441—1455.

Sugaki A., Ueno H., Shimada N., Kusachi I., Kitakaze A., Hayashi K., Kojima S., Sanjnes O. Geological study on the polymetallic ore deposits in the Potosi district, Bolivia // Tohoku Universite. Sendal. Japan, 1983. Ser. III, vol. XV, № 3. P. 409—460.

Sumner D. Y., Beukes N. J. Sequence stratigraphic development of the neoarchean Transvaal carbonate platform, Kaapvaal Craton, South Africa // S. Afr. J. Geol., 2006, vol. 109, № 1—2. P. 11—22.

Sumner D. Y., Bowring S. A. U-Pb geochronologic constraints on deposition of the Campbellrand Subgroup, Transvaal Supergroup, South Africa // Precambrian Res., 1996, vol. 79, № 1—2. P. 25—35.

Sutton S. J., Maynard J. B. A fluid mixing model for copper mineralization at Konkola North, Zambian Copperbelt // J. Afr. Earth Sci., 2005, vol. 42. P. 95—118.

Taylor D., Dalstra H. J., Harding A. E., Broadbent G. C., Barley M. Genesis of high-grade hematite orebodies of the Hamersley province, Western Australia // Econ. Geol., 2001, vol. 96. P. 837—873.

Taylor R. D., Anderson E. D. Quartz-pebble-conglomerate gold deposits // Scientific investigations report 2010—5070-P. U. S. Geol. Surv., 2018. 44 pp.

Technical report on the Pebble project, Southwest Alaska, USA / Gaunt J. D., Lang J., Titley E., Lu T., Hodgson S. // Northern Dynasty Minerals Ltd, 2018. 191 pp.

Toledo P. I. F., Moreto C. P. N., Xavier R. P., Gao J., Matos J. H. S. N., Melo G. H. C. Multistage evolution of the Neoarchean (ca. 2.7 Ga) Igarapé Cinzento (GT-46) iron oxide copper-gold deposit, Cinzento Shear Zone, Carajás Province, Brazil // Econ. Geol., 2019, vol. 114, №. P. 1—34.

Tooker E. W. Geology of the Oquirrh Mountains, Utah // U. S. Geol. Surv. Open-File Rep., 1999, № 99—571. 162 pp.

Torró L., Melgarejo J. C., Gemmrich L., Mollinedo D., Cazorla M., Martínez A., Pujol-Solà N., Farré-de-Pablo J., Camprubí A., Artiaga D., Torres B., Alfonso P., Arce O. Spatial and temporal controls on the dstribution of indium in xenothermal Vein deposits: The Huari Huari District, Potosí, Bolivia // Minerals, 2019, vol. 9, № 5. P. 304—342.

Tsikos H,, Beukes N. J., Moore J. M., Harris C. Deposition, diagenesis, and secondary enrichment of metals in the paleoproterozoic Hotazel Iron Formation, Kalahari manganese field, South Africa // Econ. Geol., 2003, vol. 98. P. 1449—1462.

Tucker R. F., Viljoen R. P., Viljoen M. J. A Review of the Witwatersrand Basin — The World's Greatest Goldfield // Episodes, 2016, vol. 39, № 2. P. 105—133.

Vassallo L. F. Regional geological setting of Guanajuato silver-gold deposits and quantitative petrophysical assessment of their hydrothermal alteration, Guanajuato, México // Ore Geol. Rev., 2018, vol. 101. P. 502—519.

Vaughan J. R., Hickey K. A., Barker S. L. L. Isotopic, chemical and textural evidence for pervasive calcite dissolution and precipitation accompanying hydrothermal fluid flow in low temperature, carbonate-hosted, gold systems // Econ. Geol., 2016, vol. 111, № 5. P. 1127—1157.

Vial D. S., DeWitt E., Lobato L. M., Thorman C. H. The geology of the Morro Velho gold deposit in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil // Ore Geol. Rev. 2007b, vol. 32. P. 511—542.

Vial D. S., Duarte B. P., Fuzikawa K., Vieira M. B. H. An epigenetic origin for the Passagem de Mariana gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil // Ore Geol. Rev., 2007a, vol. 32. P. 596—613

Vielreicher N. M., Groves D. I., McNaughton N. G. The giant Kalgoorlie Gold Field revisited // Geosci. Frontiers, 2016, vol. 7, № 3. P. 359—374.

Vielreicher N. M., Groves D. I., Snee L. W., Fletcher I. R., Naughton N. J. Broad synchroneity of three gold mineralization styles in the Kalgoorlie gold field: SHRIMP, U-Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronological evidence // Econ. Geol., 2010, vol. 105, № 1. P. 187—227.

Viljoen M. The Bushveld Complex // Episodes, 2016. vol. 39, № 2. P. 239—268.

Voordouw R. J., Beukes N. J. Alteration and metasomatism of the UG2 melanorite and its stratiform pegmatoids, Bushveld Complex, South Africa –characteristics, timing and origins // S. Afr. J. Geol., 2009, vol. 112, P. 47—64.

Voordouw, R. J., Gutzmer J., Beukes N. Intrusive origin for Upper Group (UG1, UG2) stratiform chromitite seams in the Dwars River area, Bushveld Complex, South Africa // Mineral. Petrol., 2009, vol. 97, № 1. P. 75—94.

Vry V. H., Wilkinson J. J., Seguel J., Millan J. Multistage intrusion, brecciation and veining at El Teniento, Chile: Evolution of a nested porphyry system // Econ. Geol., 2010, vol. 105, № 1. P. 119—153.

Wallace S. R., MacKenzie W. B., Blair R. G., Muncaster N. K. Geology of the Urad and Henderson molybdenite deposits, Clear Creek County, Colorado, with a section on a comparison of these deposits with those at Climax, Colorado // Econ. Geol., 1978, vol. 73. P. 325—368.

Walters S. G. Broken Hill-type deposits // J. Austral. Geol. Geophys., 1998, vol. 17, № 4. P. 229—237.

Wang K., Fang A., Zhang J., Yu L Dong C., Zan J., Hao M., Hu F. Genetic relationship between fenitized ores and hosting dolomite carbonatite of the Bayan Obo REE deposit, Inner Mongolia, China // J. Asian Earth Sci., 2019, vol. 174. P. 189—204.

Wang X., Ren M. Assessment of the ore-forming process of the Gejiu tin district (South China) // Ore Geol. Rev., 2019, vol. 107. P. 707—734.

Wang Z.-Y., Fan H.-R., Zhou L., Yang K.-F., She H.-D. Carbonatite- related REE deposits: An overview // Minerals, 2020, vol. 10, № 11. P. 965—995.

Webb A. D., Dickens G. R., Oliver N. H. S. From banded iron-formation to iron ore: geochemical and mineralogical constraints from across the Hamersley Province, Western Australia // Chem. Geol., 2003, vol. 197. P. 215—251.

Weinberg R. F, Borgh P. Extension and gold mineralization in the Archean Kalgoorlie Terrane, Yilgarn Craton // Precambrian Res., 2008, vol. 161. P. 77—88.

Weinberg R. F., Borgh P. V., Bateman R. J., Groves D. I. Kinematic history of the Boulder-Lefroy shear zone system and controls on associated gold mineralization, Vilgarn craton, Western Australia // Econ. Geol., 2005, vol. 100, № 7. P. 1407—1426.

White D. E. Environments of generation of some base-metal ore deposits // Econ. Geol., 1968, vol. 63, № 4. P. 301—335.

White W. H., Bookstrom A. A., Kamilli R. J., Ganster M. W., Smith R. P., Ranta D. E., Steininger R. C. Character and origin of Climax-Type molybdenum deposits // Econ. Geol., 1981. 75th Ann. vol. P. 270—316.

Williams C. L., Thompson T. B., Powell J. L., Dunbar W. W. Gold-bearing breccias of the Rain Mine, Carlin Trend, Nevada // Econ. Geol., 2000, vol. 95. P. 391—404.

Williams N. C. Mass and magnetic properties for 3D geological and geophysical modelling of the southern Agnew-Wiluna Greenstone Belt and Leinster nickel deposits, Western Australia // Austral. J. Earth Sci., 2009, vol. 56, № 8. P. 1111—1142.

Wilson A. H., Prendergast M. D. Platinum-group element mineralization in the Great Dyke, Zimbabwe, and its relationship to magma evolution and magma Chamber structure // S. Afr. J. Geol., 2001, vol. 104, № 4. P. 319—342.

Wilson A. H., Prendergast M. D. The Great Dyke of Zimbabwe — I: Tectonic setting, stratigraphy, petrology, structure, emplacement and crystallisation. Magmatic Sulphides — The Zimbabwe Volume. Eds. M. D. Prendergast and M. J. Jones. — London: Inst Mining Metallurgy, 1989. P. 1—20.

Wilson A. H., Tredoux M. Lateral and vertical distribution of platinum-group elements and petrogenetic controls on the sulfide mineralization in the P1 pyroxenite

layer of the Darwendale subchamber of the Great Dyke Zimbabwe // Econ. Geol., 1990, vol. 85, № 3. P. 556—584.

Wilson W. E., Petrov A. Famous mineral localities: Cerro Rico de Potosi, Bolivia // Mineral. Record, 1999, vol. 30. P. 9—36.

Witte J., Bonora M., Carbone C., Oncken O. Fracture evolution in oil-producing sills of the Rio Grande Valley, northern Neuquén Basin, Argentina // AAPG Bull., 2012, vol. 96, № 7. P. 1253—1277.

Wright A. J., Parnell J., Ames D. E. Carbon spherules in the Ni-Cu-PGE sulphide deposits in the Sudbure impact structure, Canada // Precambrian Res., 2010, vol. 77. P. 23—38.

Wu M., Lin S., Wan Y., Gao J.-F. Crustal evolution of the Eastern Block in the North China Craton: Constraints from zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf izotopes of the Northern Liaoning Complex // Precambrian Res., 2016, vol. 275. P. 35—47.

Xiong X., Zhu L., Zhang G., Li N., Guo A. Fluid inclusion geochemistry and magmatic oxygen fugacity of the Wenquan Triassic molybdenum deposit in the Western Qinling Orogen, China // Ore Geol. Rev., 2018, vol. 99. P. 244—263.

Yang K.-F., Fan H.-R., Santosh M., Hu F.-F., Wang K.-Y. Mesoproterozoic carbonatitic magmatism in the Bayan Obo deposit, Inner Mongolia, North China: Constraints for the mechanism of super accumulation of rare earth elements // Ore Geol. Rev., 2011, vol. 40. P. 122—131.

Yang Y., Liu Z.-J., Deng X.-H. Mineralization mechanisms in the Shangfanggou giant porphyry-skarn Mo-Fe deposit of the east Qinling, China: Constraints from H-O-C-S-Pb isotopes // Ore Geol. Rev., 2017a, vol. 81. P. 535—547.

Yang Y.-F., Li N., Chen Y.-J. Fluid inclusion study of the Nannihu giant porphyry Mo-W deposit, Henan Province, China: Implications for the nature of porphyry ore-fluid systems formed in a continental collision setting // Ore Geol. Rev., 2012, vol. 46. P. 83—94.

Yang Y.-F., Wang P., Chen Y.-J., Li Y. Geochronology and geochemistry of the Tianmugou Mo deposit, Dabie Shan, eastern China: Implications for ore genesis and tectonic setting // Ore Geol. Rev., 2017b, vol. 81. P. 484—508.

Yao Y., Robb L. J. Gold mineralization in Palaeoproterozoic granitoids at Obuasi, Ashanti region, Ghana: Ore geology, geochemistry and fluid characteristics // S. Afr. J. Geol., 2000, vol. 103, № 3—4. P. 255—278.

Ye Z., Kesler S. E., Essene E. J., Zohar P. B., Borhauer J. L Relation of Carlin-Type gold mineralization to lithology, structure and alteration: Screamer zone, Betze-Post deposit, Nevada // Mineral. Deposita., 2003, vol. 38. P. 22—38.

Yigit O., Hofstra A. H. Lithogeochemistry of Carlin-Type gold mineralization in the Gold Bar district, Battle Mountain-Eureka trend, Nevada // Ore Geol. Rev., 2003, vol. 22. P. 201—224.

Yigit O., Hofstra A. H., Hitzman M. W., Nelson E. P. Geology and geochemistry of jasperoids from the Gold Bar district, Nevada // Mineral. Deposita., 2006, vol. 41. P. 527—547.

Young L. E. A Geologic Framework for Mineralization in the Western Brooks Range, Alaska // Econ. Geol., 2004, vol. 99, № 7. P. 1281—1306.

Yuan J., Hou Q., Yang Z., Jiang H., Hu Z., Yu T. Distribution and mobilization of Sn in silicate minerals from the Mesozoic Shizhuyuan W-dominated polymetallic deposit, South China // Ore Geol. Rev., 2018, vol. 101. P. 595—608.

Zeh A., Jaguin J., Poujol M., Boulvais P., Block S., Paquette J.-L. Juvenile crust formation in the northeastern Kaapvaal Craton at 2.97 Ga — Implications for Archean terrane accretion and the source of the Pietersburg gold // Precambrian Res., 2013, vol. 233. P. 20—43.

Zeh A., Ovtcharova M., Wilson A. H., Schaltegger U. The Bushveld Complex was emplaced and cooled in less than one million years — results of zirconology, and geotectonic implications // Earth Planet. Sci. Letter, 2015, vol. 418. P. 103—114.

Zeng G.-P., Gong Y.-J., Hu X.-L., Xiong S.-F. Geology, fluid inclusions, and geochemistry of the Zhazixi Sb-W deposit, Hunan, South China // Ore Geol. Rev., 2017, vol. 91. P. 1025—1039.

Zhang D., Audétat A. Chemistry, mineralogy and crystallization conditions of porphyry Mo-forming magmas at Urad-Henderson and Silver Creek, Colorado, USA *// J. Petrol*., 2017b, vol. 58, № 2. P. 277—296.

Zhang D., Audétat A. What caused the formation of the Giant Bingham Canyon porphyry Cu-Mo-Au deposit? Insights from melt inclusions and magmatic sulfides // Econ. Geol., 2017a, vol. 112, № 2. P. 221—244.

Zhang H., Li C.-Y., Yang X.-Y., Sun Y.-L., Deng J. H., Liang H.-Y., Wang R.-L., Wang B.-H., Wang Y. X., Sun W.-D. Shapinggou: the largest Climax-type porphyry Mo deposit in China // Int. Geol. Rev., 2014, vol. 56, № 3. P. 313—331.

Zhang Q., Zhang R.-Q., Gao J.-F., Lu J.-J., Wu J.-W. In-situ LA-ICP-MS trace element analyses of scheelite and wolframite: Constraints on the genesis of veinlet-disseminated and vein-type tungsten deposits, South China // Ore Geol. Rev., 2018, vol. 99. P. 166—179.

Zhao W. W., Zhou M.-F., Li Y. H. M., Zhao Z., Gao J.-F. Genetic types, mineralization styles and geodynamic setting of Mesozoic tungsten deposits in South China // J. Asian Earth Sci., 2017, vol. 137. P. 109—140.

Zhong Y., Zhai M., Peng P., Santosh M., Ma X. Detrital zircon U-Pb dating and whole-rock geochemistry from the clastic rocks in the northern marginal basin of the North China Craton: Constraints on depositional age and provenance of the Bayan Obo Group // Precambrian Res., 2015, vol. 258. P. 133—145.

Zhou M.-F., Gao J., Zhao Z., Zhao W. W. Introduction to the special issue of Mesozoic W-Sn deposits in South China // Ore Geol. Rev., 2018, vol. 101. P. 432—436.

Zhu X.-K., Sun J., Pan C. Sm-Nd isotopic constraints on rare-earth mineralization in the Bayan Obo ore deposit, Inner Mongolia, China // Ore Geol. Rev., 2015, vol. 64. P. 543—553.

Zientek M. L., Oszczepalski S., Parks H., Bliss J. D., Borg G., Box S., Denning P. D., Hayes T. S., Spieth V., Taylor C. D. Assessment of undiscovered copper resources associated with the Permian kupferschiefer, Southern Permian Basin, Europe // U. S. Geol. Surv. Profess. Pap., 2015. Global Mineral Resource Assessment (2010—5090-U). 94 pp.

Zuccarelli N., McKevitt D. J. (Field Guides). Geologic History of the SW USA. — Laurentian Univers., 2018. 41 pp.

Параметры 50 ключевых рудоносных районов Мира

В этом *Приложении* приведены параметры 50 ключевых рудоносных районов мира, а также перечислены названия 215 гигантов, попадающих в контуры этих районов. В число таких параметров входят этапы гармоничного развития, возраст и состав вмещающих и рудовмещающих пород, магматизм, роль разломов, вторичные процессы, а также приведены сведения о запасах и ресурсах металлов, минеральный состав руды, оригинальные черты рудообразования.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
n/n	**Название ключевого района и его гиганты (страна)**	**Этапы гармоничн. развития**	**Металлы** а) **основные** б) второстеп.	**Запасы, ресурсы и (концентрации) руд***	**Минералы руд**	**Возраст руд**	**Возраст и состав вмещающих пород**	**Участие магматизма**	**Разломы и другой контроль руд**	**Вторичные минералы и процессы**	**Тип района**	**Метка** и оригинальные черты
Африка												
1	Центральный Ранд — Central Rand (Ю. Африка), впадина Ц. Ранд — часть провинции Витватерсранд *супергигант Au Ц. Ранд*	AR	а) **Au** б) U	запасы: 30 тыс. т Au, 100 тыс. т U (0,019—0,038 U_3O_8%); примерные ресурсы провинции Витватерсранд — 80 тыс. т Au, 300 тыс. т U_3O_8	самородное и рассеянное Au, урановая смолка, уранинит, тухолит, пирит, марказит, пирротин, ильменит, кобальтин, галенит, сфалерит, хромит	2,7 млрд лет	*вмещающие:* архейские вулканогенно-осадочные породы; *рудовмещающие:* кварцевые конгломераты группы Ц. Ранд с гигантскими месторождениями Au и U; *флюидоупор*: вулканогенно-осадочные породы группы Вендерсдорп			переотложение Au	*Эпимантийный*	***самое большое в мире Au — 30 тыс. т***
2	Великая Дайка — Great Dyke (Зимбабве) включает 17 м-ний; *гиганты Pt* Хартли и Нгези, *гиганты Cr Средняя Дайка и Южная Дайка*	AR	а) **Cr, Pt** б) Ni, Cu, Pd, Au	запасы: 190 млн т Cr_2O_3 (в коренных — 35—49 %, в россыпях 15—20 % Cr_2O_3); 3500 т PGE; ресурсы хромовых руд > 1 млрд т	пирротин, пирит, халькопирит, пентландит, теллуриды и минералы платиновой группы	2,57 млрд лет	*вмещающие:* архейские гранит-гнейсы (3,8—3,7 млрд лет) тоналитового состава, перекрытые складчатыми осадочно-вулканогенными породами (3,5 и 2,9—2,7 млрд лет); *рудовмещающие:* дуниты, гарцбургиты и пироксениты (бронзититы и вебстериты) с прослоями хромититов	дайка и ее сателлиты ультраосновного и основного состава	разломы ограничивают субкамеры	никелево-медные коры выветривания, Ni и Cu извлекаются попутно	*Эпимантийный*	1. **уникальные размеры** (***длина 550 км при средней ширине 8 км***, максимальной 12 км); 2. состоит из близких по строению камер с субкамерами и содержит 17 эпимантийных месторождений с гигантами в субкамерах Дарвендейл и Селукве; 3. можно добывать в год 4,5 т Pt, 3,4 т Pd, 0,36 т Rh и 0,7 т Au
3	Обуяси — Obuasi (Гвинейский залив, Гана); *гиганты Au Обуяси, Тарква*	поздний карелий	а) **Au**	ресурсы: 4318 т Au для всей Ганы (ресурсы суммарно близки к ресурсам одного района Обуяси)	самородное и рассеянное Au в зонах сульфидизации	2,15—2,13 млрд лет	*вмещающие:* вулканогенно-осадочная супергруппа Биримиан; *рудовмещающие:* черные сланцы и вулканокласты формации Кумаси; *флюидоупор:* филлиты формации Кумаси, а также метаосадочные породы Тарква		глубинный разлом Ашанти и надвиг Обуяси, 2,15—2,13 млрд лет	решающая роль сульфидизации в рудогенезе	*Эпимантийный*	1. ***самое богатое в мире золото до открытия Витватерсранда***; 2. сочетание многофункционального вертикального разлома Ашанти и рудоконтролирующего надвига Обуяси.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
4	Северный V-Ti Бушвельд -Bushveld North — Северный лимб (Южная Африка)	AR	а) **V,Ti** б) Pt, Pd, Fe	запасы: 45 млн т V, 4,1 тыс. т Pt, 4,2 тыс. т Pd	титаномагнетит, титанит, ильменит, пентландит, троилит, кубанит, миллерит, хромит, куперит PtS, брагит (Pt,Pd)NiS, сперрилит $(PtAs)_2$, лаурит RuS_2	2,06 млрд лет	*вмещающие:* 2,6—2,1 млрд лет супергруппа Трансвааль -терригенно-карбонатные, песчано-глинистые породы; *рудовмещающие:* 2,06 млрд лет — богатейшая расслоенная базит-ультрабазитовая интрузия (лополит) Бушвельд больше 100 тыс. км^2. В интрузии выделяются зоны (снизу вверх): *Маргинальная* (до 250 м) — массивные мелко-средне-зернистые нориты и габбро-нориты; *Нижняя* (900—1600 м) — пироксениты, гарцбургиты, дуниты; *нижняя Критическая* (500 м) — полевошпатовые пироксениты с хромитовыми слоями LG1-LG7 и MG1-MG4; *верхняя Критическая* (450—1000 м) — анортозиты с хромитовыми слоями UG1 и UG2, PGE слои: риф Меренского, также UG2, Платриф; *Главная* (1600—3500 м) — слои габброноритов, пироксенитов и анортозитов; *Верхняя* (1000—2700 м) — мощная габброидная толща с 24 слоями массивного магнетита толщиной до 6 м (одно из крупнейших в мире запасов титаномагнетита); титаномагнетит и магнетит имеют промышленное значение (до 90 % мировой добычи)		линеамент Табазимби-Мурчисон, 2,7 млрд лет	тальк, серпентин, хлорит, флогопит	*Эпимантийный*	***1. обладает гигантскими запасами ванадия — 65 млн т*** (интрузия включает две трети от всех мировых запасов); ***2. обладает гигантскими запасами Cr — 4,8 млрд т*** (Западный и Восточный Бушвельд — больше ½ мировых запасов); ***3.обладает гигантскими запасами Pt — 30 тыс. т и Pd — 22 тыс. т*** (вся интрузия содержит 75% мировых запасов Pt и 50% — Pd); 4. самая интенсивная дифференциация интрузий; 5. предельно короткое время образования руд (несколько млн лет)
5	Западный Pt-Cr Бушвельд — Bushveld West -Западный лимб Рустенберг (Южная Африка)		а) **Cr, Pt** б) Pd, V, Fe	запасы: 2,7 млрд т Cr, 7 тыс. т Pt, 3,6 тыс. т Pd, 17 млн т V					Бритс грабен, разлом Крокодайл Ривер			
6	Восточный Pt-Pd Бушвельд- Bushveld East-Восточный лимб Система рифов Меренского (Южная Африка)		а) **Pt, Pd** б) Cr, V, Fe	запасы: 18,2 тыс. т Pt, 14,3 тыс. т Pd, 2,1 млрд т Cr, 3,8 млн т V					разломы Вандеркоп и Стиллпорт			
7	Колвези — Kolwezi (ДР Конго); *кроме Колвези, еще 7 гигантов Co: Фунгуруме, Тенке, Мусонои, Комото, В.Фунгуруме, Камбове и Мутоши*	синий-V-кембрий	а) **Co** б) Cu	запасы: 3,4 млн т Co, 60 млн т Cu	Co: карролит $[Co_2CuS_4]$, зигенит $[(CoNi)_3S_4]$, линнеит $[Co_3S_4]$, сферокобальтин $[CoCO_3]$, гетерогенит [CoOOH], эритрин $[CoAsO_4]$; Cu: халькопирит $[CuFeS_2]$, ковеллин [CuS], дигенит $[Cu_9S_5]$, борнит $[Cu_5FeS_4]$, халькозин $[Cu_2S]$, куприт $[Cu_2O]$, тенорит [CuO], малахит $Cu_2[(OH)_3CO_3]$, бирюза $\{CuAl_6[(OH)_2(PO_4)]_4 4H_2O\}$, хризоколла $[CuSiO_3nH_2O]$	640—530 млн лет I стадия: 880—740, II стадия: 740—640, III стадия: 640—530	*рудовмещающие:* супергруппа Роан (синий 880—750 млн лет, останец надвига) — черные сланцы, карбонатно-эвапоритовые породы, песчаники. Стадийность образования (III стадии)	граниты	синийские останцы доломитизированных известняков, разломанные и перемещенные PZ_1 надвигом	доломитизация, окварцевание	*Трансвапорит, 3 стадии*	1. ***гигантские Co месторождения ДР Конго*** (Фунгуруме, Тенке, Мусонои, Комото, В.Фунгуруме, Камбове и Мутоши) ***являются самыми богатыми в мире — 3.4 млн т Co;*** 2. яркая стадийность рудогенеза
8	Конкола — Konkola (Замбия); *кроме Конколы, еще 3 гиганта Cu: Нкана, Муфулира, Нчанга*	синий-V-кембрий	а) **Cu** б) Co	запасы: 40 млн т Cu, 400 тыс. т Co	Cu: халькопирит, ковеллин, дигенит, борнит, халькозин, куприт, тенорит, малахит, бирюза, хризоколла; Co: карролит, зигенит, линнеит, сферокобальтин, гетерогенит, эритрин	640—530 млн лет I стадия: 880—740, II стадия: 740—640, III стадия: 640—530	*рудовмещающие:* супергруппа Роан (синий 880—750 млн лет, Конкола Купол) — песчаники, карбонатно-эвапоритовые породы Стадийность образования (III стадии)	граниты		доломитизация, окварцевание	*Эпиосадочный 3 стадии*	***минералы с одновалентной медью***: халькозин, дигенит и др.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
9	Поле Калахари (Африка, ЮАР); *супергиганты Mn Маматван и Постмасбург, а также гиганты Миддельплатс, Смартт, Лангдон Аннекс, Девон, Хотазель, Глория, Нчваниng, Весселс и Блэк Рок*	ранний карелий	а) **Mn** б) Fe	запасы: 4,2 млрд т Mn, Mn/Fe от 3 до > 8	браунит $3Mn_2O_3MnSiO_3$, кутнагорит $Ca(Mn,Mg,Fe)(CO_3)_2$, Гаусманит $Mn^{4+}Mn_2^{2+}O_4$, гематит; промышленные типы руд: «маматван» (браунитовые лютиты), «вессельс» (гидротермально переработанные руды «маматван»), «хотазель» (якобситовые лютиты). При этом 95—97% запасов Mn находятся в рудах типа «маматван»	2,4—2,1 млрд лет 1,8—1,7 — обога-щение, 1,3—1,2 — изменение	*вмещающие:* 2,4—2,1 млрд лет: супергруппа Трансвааль, формация Хотазель — браунит-кутнагоритовые лютиты (уплотненные алевро-глинистые породы) с конкрециями карбоната Mn (ооидами, линзами, пластинками), переслаиваются с BIF		1,8—1,7 млрд лет меридиональные разломы участвуют в образовании гидротермальных руд		*Эпиосадочный*	**самый богатый из древних марганцеворудный район.**
Австралия												
10	Калгурли — Calgoorlie (кратон Йилгарн, Зап. Австралия); *гиганты Au Голден Майл, Маунт Шарлотта, Кановна Беллс, Ньюс Селебрейшн, Сант Ивес, Норсман, Валраби, Гранни Смит, Санрайс Дам*	AR	а) **Au** б) Ni	запасы: 2,5 тыс.т Au, 1,3 млн т Ni (только м-ние Камбалда)	самородное Au в зонах сульфидизации	2,65 млрд лет	*вмещающие:* архейские гранит-зеленокаменные пояса; самые богатые руды заключены в кварц-золото-сульфидных жилах внутри долеритовой дайки Голден Майл (2,69—2,68 млрд лет).		разломы Голден Пайк, Боулдер Лефрой, Голден Майл	хлорит, гранат	*Эпимантийный*	самые богатые древние ***золотые руды*** в кварц-золото-сульфидных жилах ***внутри долеритовой дайки***, *а в обломочных породах*, в том числе конгломератах, *Au мало.*
11	Маунт Кейт — Mount Keith (кратон Йилгарн, Зап. Австралия); *гиганты Ni Кейт, Хонеймун, Якобинди, Космос, Персиверанс, Камбалда*	AR	а) **Ni** б) Au, Co	запасы: 3,5 млн т Ni	сульфиды Ni	2,65 млрд лет	*рудоматеринские* породы: черные сланцы и коматииты; *рудовмещающие:* средне-крупнозернистые оливиниты (размер кристаллов 0,2—2,5 см), вмещающие 80% экономических запасов никеля; региональный *флюидоупор:* дациты (2,69—2,66 млрд лет) с огромной площадью	интенсивный базитовый магматизм	разлом Персиверанс		*Трансвапорит*	1. ***самая древняя доказанная трансвапоризация*** — 2, 65 млрд лет; 2. коматииты — источник Ni; 3. региональный флюидоупор — дациты (2,69—2,66 млрд лет) с огромной площадью; 4. рудовмещающие породы — средне-крупнозернистые оливиниты (размер кристаллов 0,2—2,5 см), вмещающие 80% экономических запасов Ni
12	Том Прайс — Tom Prise (провинция Хамерсли, Зап. Австралия); *гиганты Fe Маунт Том Прайс, Маранду, Брокман, Чаннар, Уэст Анджелас, Меса-А-Майн, Парабурду*	ранний карелий	а) **Fe**	запасы: 32 млрд т Fe: 20 млрд т гематитовых и 12 млрд т гётитовых руд; среднее содержание Fe в рудах 64 %	два типа Fe руд: микроплитчато-гематитовые (мартитовые) и гематит-стильпномелан-гётитовые с высокой пористостью (10—50%)	2,45—1,8 млрд лет	*вмещающие:* кремнистые и карбонатные породы группы Хамерсли; *рудоматеринские и рудовмещающие:* BIF (обычный возраст 3,1—3,0 млрд лет); *флюидоупор:* кислые вулканитовые и глинистые породы		Флюидопроводящая разломная зона Юж. Баттер		*Эпиосадочный*	самое богатое Fe в мире, в последние годы экспорт составляет 160 млн т Fe, т.е. ***Австралия играет ведущую роль в снабжении человечества Fe***

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
13	Джабилука — Jabiluka (Северные Территории Австралии); *супергигант U Джабилука*	акитканий-R_1	а) **U**	запасы: 300 тыс. т U	уранинит, коффинит $U(SiO_4)1\text{-}x(OH)4x$, бранирит и органо-урановые минералы	1,6 млрд лет	*материнские и рудовмещающие:* 1,9—1,83 млрд лет группа Кахилл –доломитизированные органогенно-обломочные известняки, доминантно-хлоритово-черносланцевая толща с вторичными магнезитом и кремнеземом; *флюидоупор*: 1,83—1,8 млрд лет глинистый группы Ноуланги	1,8 млрд лет граниты, мафиты, амфиболиты	разломы структурообразующие, флюидопроводящие,	доломитизация, выщелачивание; брекчии, хлорит, магнезит, кремнезем, серицит, анатаз, апатит	*Эпигенетический*	***одно из двух урановых несогласий 1.6 млрд лет*** *(первое — Атабаска)*
14	Маунт Айза — Mount Isa (Зап. Австралия, Сев. Террито-рии, Квинсленд); *гиганты Pb-Zn-Ag Маунт Айза, Хилтон, Георг Фишер*	акитканий-R_1	а) **Ag, Zn, Pb** б) Cu, Au, U, Co	запасы: 47 тыс. т Ag, 26 млн т Zn, 19 млн т Pb	пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, фрайбергит $Ag_6Cu_4Fe_2Sb_4S_{13,}$ пирротин, ганит	1,65 млрд лет	*рудоматеринские:* мафитовая формация Истерн Крик (1,77 млрд лет) и черносланцевая формация Уркхарт (1,65 млрд лет); *рудовмещающие:* песчаники, доломиты группы Маунт Айза (1,66—1,63 млрд лет); *флюидоупор*: глинистый группы Верхняя Мак Намара (1,63—1,61 млрд лет)	батолит Сибелли увеличивает геотермический градиент	уникальный разлом Маунт Айза Фолт (MIF) и разлом Пару	доломитизация органогенных известняков, брекчии, кварц, серицит, альбит	*Эпигенетический*	***особая роль разлома Маунт Айза -грандиозные высокоскоростные перетоки флюидов по вертикали*** — в сочетании с уникальными свойствами регионального флюидоупора Мак Намара (акитканий).
15	Брокен Хилл — Broken Hill (ЮЗ Австралия, Новый Южный Уэльс, провинция Курнамона); *гигант Zn-Pb-Ag Брокен Хилл, и гигант U Радиум Хилл*	акитканий-R_1	а) **Zn, Pb, Ag,** попутно извле-каются: Cd, Au, Cu, Sb, Co	запасы: 35 млн т Zn, 27 млн т Pb, 21 тыс. т Ag; ежегодно добывают 400 тыс. т Zn, 250 тыс. т Pb, 600 т Ag, 200 т Cd	сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, тетроэдрит, самородное Ag, самородная Cu, церуссит, смитсонит, ганит	1,64—1,60 млрд лет	*вмещающие:* ортогнейсы, сланцы, кварциты группы Брокен Хилл (1,69—1,68 млрд лет); *рудовмещающие:* песчаники группы Брокен Хилл; региональный *флюидоупор*: глинистые породы группы Парагон (1,67—1,64 млрд лет)	небольшой магматизм (1,66—1,64 млрд лет); интенсивный метаморфизм (1,6—1,5 млрд лет);	субсогласные разломы с интенсивным брекчированием	калишпатизация ортогнейсов, турмалинизация; кальцит, бустамит $(Mn,Ca)SiO_3$, родонит, флюорит, пироксмангит; минералы скарнов: геденбергит, волластонит метасоматические марганцевые гранаты и др.	*Эпигенетический*	***цинковая шпинель ганит —*** $ZnAl_2O_4$

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
16	Олимпик Дам — Olympic Dam (Южная Австралия, провинция Стюарт Шельф); *гигант U-Cu-Au-TR Олимпик Дам*	акитканий-R_1	а) **U, Cu, Au, TR** б) Ag	запасы: 1,2 млн т U — 40 % мировых разведанных запасов (низкая концентрация, сотые и тысячные доли %); 32 млн т Cu, 1250 т Au, 8000 т Ag, 10 млн т TR (Ce, Sm, La, Y)	уранинит, настуран, браннерит (U,Ca,Th,Y) $(Ti, Fe)_2O_6$, коффинит $U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$, урановая смолка, гематитовые брекчии, халькопирит, пирит, халькозин, борнит, бастнезит $(Ce, La, Y)CO_3F$, флоренсит $Ce(или\ Sm)Al_3(PO_4)_2(OH)_6$, титанит	1,59 млрд лет	*вмещающие:* архейские и карельские граниты групп Хитчисон, Линкоин Комплекса и Донингтон (1860—1850 млн лет); *материнские*: породы группы Валлеру (1765—1740 млн лет) — карбонатно-эвапоритовые, черные сланцы, мафитовые и фельзитовые вулканиты активно участвуют в рудогенезе, обеспечивая избыток серы, углерода и щелочей; *рудовмещающие:* «граниты» Роксби Даунс (вулканогенная формация и граниты Хилтаба) полностью содержат брекчиевую рудную систему (Olympic Dam Breccia Complex — ODBC); *флюидоупор*: вулканиты Гоулер Рейнж, сопровождаемые комагматичными субвулканическими интрузиями (1600—1575 млн лет); покровные: рифей-кембрий — формация Пандорра	интрузии (1600—1575 млн лет) имеют черты трансвапоритов; граниты Донингтон (1855—1845), «граниты» Хилтаба (1598); лавы мафитовые, фельзитовые и риолитовые (1590)	пересечение западных и восточных линеаментов	хлорит, серицит, актинолит, апатит, скаполит, калишпат, альбит, турмалин, барит, флюорит, сидерит	*Трансвапорит*	***самый богатый урановый район мира (1,2 млн т U) при низких концентрациях урана в рудах (сотые и тысячные %)***, а также гигант по запасам меди, золота и редких земель.
Южная Америка												
17	Морро Велью — Куяба — Morro Velho-Cuiaba (Бразилия, «Железный Четырехугольник); *кроме Морро Велью и Куяба, еще 5 гигантов Au: Турмалино, Консейсао, Кауэ, Коррега де Ситио, Мариана*	AR	а) **Au** б) Fe	запасы: Морро Велью — 950 т Au (добыча с 1834 г. — 470 т); Куяба — добыча с 2015 г. 150 т; запасы всей Бразилии — 2,6 тыс. т Au	в основном, сульфиды: 74 % пирротин, 17 % арсенопирит, 9 % пирит, редко халькопирит, кубанит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, ильменит; прямая связь концентрации золота с мышьяком	2,7 млрд лет	*вмещающие:* гранито-гнейсы тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (ТТГ) с прослоями амфиболитов и осадочных пород — 3,2 млрд лет; *материнские, рудовмещающие и флюидоупоры для Au:* зеленокаменные породы (мафиты и ультрамафиты) и осадочные породы (BIF, карбонаты, черные сланцы, граувакки, филлиты) группы Нова Лима (супергруппа Риа дас Велас — 2,95—2,8 млрд лет)	андезиты, калиевые граниты, пегматиты, карельские мафитовые дайки	серия аллохтонов формирует и сохраняет гиганты Au и Fe	турмалинизация — околорудный процесс в Au месторождениях; карбонаты, серицит, хлорит; окварцевание и выщелачивание карбонатов способствуют высоким градациям Au	*Эпимантийный*	Оригинальные черты для всего «Железного Четырехугольника»: 1. ***самое тесное переплетение разномасштабных золотых и железорудных проявлений*** (рядом золото и железо); 2. гигантские месторождения золота и железа располагаются на путях аллохтона; 3. Коррега де Ситио: окварцевание, предшествующее золотоносности, улучшает емкостные свойства будущего золотого месторождения; 4. турмалинизация подготавливает и сопровождает Au рудогенез; 5. самый богатый железорудный район Бразилии; 6. флюидоупором для железных руд являются доломитовые глины
18	Агуас Кларас — Aguas Claras (Бразилия, «Железный Четырех-угольник»); *гиганты Fe Агуас Кларас, Хавиер, Тамандуа, Пао Бранко, Каса Педро*	AR	а) **Fe**	резервы Агуас Кларас+Пико — 12 млрд т Fe	гематит, магнетит, мартит, спекулярит; руды массивные, расслоенные, сланцеватые, брекчированные	2,6—2,3 млрд лет	*вмещающие:* супергруппа Минас (2,6—2,1 млрд лет) — глинистые, карбонатные породы, черные сланцы, кварциты; *рудовмещающие:* Кауе итабириты 3 типов — кварцевые, доломитовые и амфиболитовые				*Эпиосадочный*	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
19	Серра Норте — Serra Norte (Сев.Бразилия, Каражас); *гиганты Fe Серра Норте, Серра Сул*	AR	а) **Fe**	в резерве 7 млрд т Fe, а в ресурсах 18 млрд т (> 65 % Fe)	гематит, магнетит, мартит, пирит, халькопирит, кутнагорит Ca (Mn^{2+}, Mg, Fe^{2+}) $(CO_3)_2$; большие поля латеритов	2,76—2,73 млрд лет	*вмещающие:* рудный пояс Итакаюнас (Itacaiunas), одноименная архейская супергруппа (2,76—2,73 млрд лет) состоит из базальто-андезитов и фельзитовых вулканических пород и включает внутри себя, как прослойка сандвича, вулканогенно-осадочную группу Грао Пара с *рудовмещающими* железистыми кварцитами (джеспилитами-BIF) и черными сланцами, интрудированными силлами и дайками габбро; *покровные*: лимониты железистой коры (канга)	мафитовые дайки и силлы	Каражаская провинция контролируется протяженными надвиговыми зонами Синзенто (Cinzento) на севере и 60-километровой на СЗ-ЮВ.	доломит, кальцит; выщелачивание карбонатов и кремнезема; ярко выраженные рудоносные брекчии	*Эпигенетический*	***большие поля латеритов — перспективы разведки новых гигантов Fe***
20	Араха — Агаха (Бразилия, штат Минас Жерайс); *гиганты Nb Араха, Каталао*	акитканий-R_1	а) **Nb, TR** б) P, Ba, Fe	запасы: 23 млн т Nb_2O_5 (до 8 %), 20 млн т TR; в течение 100 лет Nb экспортировался в 30 стран мира (75% глобальной продукции Nb); сейчас в Каталао добывают Nb, а в Арахе — TR	пирохлор $(NaCa)_2Nb_2O_6(OH,F)$, монацит-(Ce,La)PO_4), оксиды Fe, оксиды Mn, Ba, гематит, гётит, титанит	87 млн лет	*вмещающие:* кварциты и мусковитовые сланцы акитканского возраста; *рудовмещающие:* карбонатиты интрузивного комплекса Баррейро, являющегося частью кимберлитов и щелочных карбонатитов меловой свиты Алто Паранаиба		многочисленные концентрические и радиальные разломы; линеамент AZ 125°	арфведсонит, амфибол, пироксен, анатаз; фенитизация щелочных пород, разрыхление	*Трансвапорит*	1. ***самый богатый Nb в мире*** (23 млн т); 100 лет Nb экспортировался в 30 стран мира; 2. приуроченность к области тропического климата; 3.очень высокое содержание Nb_2O_5 (до 8%).
21	Чукикамата — Chuquicamata (Чили, провинция Эль-Лоа); *гиганты Cu Чукикамата, Родомиро Томик, Мино Сур*	MZ-KZ	а) **Cu** б) Mo, Ag	запасы: 220 млн т Cu (до 80 % Cu), 1 млн т Mo, 75 тыс. т Ag, 200 т Au	одновалентная Cu (халькозин, дигенит, борнит, куприт), пирит, энаргит Cu_3AsS_4, халькопирит, сфалерит, галенит, молебденит	33—32 млн лет	*вмещающие:* J-K вулканогенные и осадочные породы (конгломераты, песчаники, брекчии андезитов, дацитов, туфов, известняки, сланцы); *рудовмещающие* порфиры: 1.Вост порфиры (34,6 млн лет) — гранодиориты и биотит-кварцевые монцониты, 2.Зап. порфиры (33,5 млн лет), 3. Банко порфиры (33,3 млн лет) — дайки, 4. м/з порфиры	C_3-T_1 граниты и гранодиориты; эоцен — порфиры	KZ коридор, заполненный рудонос-ными порфирами (34,6—33,0 млн лет); Главный Западный разлом	кварц, серицит, хлорит, альбит, эпидот; сульфидизация, брекчирование	*Трансвапорит*	1. ***один из двух районов мира с запасами меди более 200 млн т***; 2. самые большие содержания меди в руде (до 80 %); 3. молодость руд (33—32 млн лет); 4. доминирует порфировый тип руд — около 3 км были непрерывные выходы халькозиновых руд
22	Серро Рико де Потоси — Cerro Rico de Potosi (Боливия, Восточные Кордильеры Анд) *гиганты Zn и Pb Порко, Sn и Ag Кумурана и Хуари Хуари, Sb Каракота, Sn Колави*	синий-V-кембрий	а) **Sn, Ag** б) Pb, Zn, W, Sb	запасы: 120 тыс. т Ag, 2,0 млн т Sn; разрабатывается с 1545 г.	Ag, касситерит, пираргирит Ag_3SbS_3, андорит $PbAgSb_3S_6$, аргентит Ag_2S, кераргирит AgCl, пирит, арсенопирит, галенит, вольфрамит; в верхних частях жил преобладают минералы Ag, с глубиной возрастает количество касситерита, а потом станнин Cu_2FeSnS_4	15—10 млн лет	*вмещающие:* O — песчаники, черные сланцы и глины; на их эродированной поверхности залегают Ng конгломераты, туфы и лавы андезитов; *рудовмещающие:* миоценовые дацитовые туфы, туфобрекчии, конгломераты, обломки PZ пород; 35 крупных жил, в верхних горизонтах жилы разветвляются на множество прожилков, образующих штокверки	гранитный плутон Кумурана — O; Серро Рико шток дацитовых порфиров — 13,8 млн лет	трещины меридионального СВ и СЗ простирания, залеченные рудными телами; рудные жилы пронизывают все отложения	ярозит, барит, кварц, серицит, турмалин; конический холм имеет красновато-коричневую шапку из оксидов Fe и кварца (госсан) с измененным дацитом	*Трансвапорит*	1. ***геологический феномен — сочетание гигантских серебра (120 тыс. т) и олова (2 млн т);*** 2.полиметальность: олово и серебро, цинк и свинец, сурьма; 3. роль батолита Кумурана (ордовик) в гигантском рудогенезе.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
23	Эль Тениенте -Лос Бронсес -El Teniente — Los Bronses (Чили, Центрально Чилийский меденосный пояс); *гиганты Cu и Mo Эль Тениенте, Лос Паламбрес, Рио Бланко*	MZ-KZ	а) **Cu, Mo** б) Re, Au, As	запасы: 217 млн т Cu (0,75%), 5.1 млн т Mo (0,02 %), 570 т Re, 240 т Au (0,04 г/т)	борнит, халькопирит, пирит, теннантит $(Cu, Fe)_{12}As_4S_{13}$, тетраэдрит, анкерит, халькозин, ковеллин, куприт, самородная Cu, молибденит, магнетит, энаргит, арсенопирит, галенит, сфалерит; Лос Бронтес: 15 тел рудоносных брекчий общей длиной 6 км, шириной 2 км; хорошо выражена и изучена зона вторичного сульфидного обогащения	5—3 млн лет	*вмещающие:* 34—6 млн лет — диорит-андезиты, тоналит-кварцевые диориты, латитовые порфиры, туфы, базальты, диориты и габбро; *рудовмещающие:* небольшие тела дацитовых порфиров и многочисленные рудоносные брекчии с турмалиновым, биотит-ангидритовым и полиминеральным цементами, 8—4 млн лет — дайки и штоки кварц-диоритовых порфиритов	монцонит-гранодиоритовый батолит Сан Франциско и 3 интрузии 7—5 млн лет	рудообразующая разломная зона Тениенте с Браден брекчиями; ССЗ разломы синхронны батолиту Сан Франциско	хлорит, серицит, биотит, эпидот, турмалин, кальцит, ангидрит	*Трансвапорит*	***здесь оригинально всё!***
							Азия					
24	Баян Обо -Bayan Obo (Китай, Внутренняя Монголия); *супергигант TR Баян Обо*	акитканий-R_1	а) **TR, Nb, Fe** б) Y, Ta, Sr, P, Ti и др.	запасы: 120 млн т TR_2O_3, 5 млрд т Fe, 120 тыс. т Nb_2O_5, 100 тыс. т Y_2O_3	бастнезит $(Ce,La,Y)CO_3F$, паризит $Ca(Ce,La)_2(CO_3)_3F_2$, хуанхит $CeBa[FY(CO_3)_2]$, монацит (Ce,La) $[PO_4]$, эшинит (Ce,Th) $(Ti,Nb,Ta)_2O_6$, фергусанит (Y, TR) $[(Nb, Ta)\ O_4]$, магнетит, гематит, мартит	1,3 млрд лет	*вмещающие:* 1,71—1,53 млрд лет формация Яншан (H_{3-5}) — песчано-глинистая толща с доломитами и черными сланцами, туффиты; *рудовмещающие:* 1,63—1,53 млрд лет формация Халахуогете (H_8) — доломиты анкеритовые, карбонатиты, образованные при смешении у/о щелочных интрузий с обломочно-органогенными карбонатами; *флюидоупор:* 1,53—1,3 млрд лет формация Билуте (H_{9-10}) — протяженная глинистая толща толщиной 2,2 км	1,3 млрд лет внедрение ультрамафитов	структурообразующие разломы ;Куангоу и Чуантин-Булатай	доломитизация, выщелачивание; карбонатиты	*Трансвапорит*	1. главная оригинальная черта — ***половина мировых запасов редких земель — 120 млн т;*** 2. для объяснения уникума района использованы три триады.
25	Сухой Лог — Sukhoy Log (Россия, Патомское нагорье Восточной Сибири); *гиганты Au Сухой Лог, Высочайшее, Вернинское, Верхне-Угаханское*	синий-V-кембрий	а) **Au**	запасы: более 2,5 тыс. т Au	самородное Au, пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, пентландит $(Ni,Fe)_9S_8$, миллерит NiS	320 млн лет	*вмещающие:* карбонатно-терригенные породы R_2-V; *рудовмещающие:* 7 черносланцевых формаций R_{2-3}-V; *флюидоупор:* V глинисто-черносланцевые формации вачская и аунакитская	AR-раннекарельские гранито-гнейсы, PZ граниты	погребенная рифтовая структура; Константиновский шток (300 млн лет)	железо-магнезиальная карбонатизация; роговики; доломитизация и выщелачивание	*Эпимантийный*	1. ***материнская и рудовмещающая роль 7 чернослан-цевых формаций, что позволяет предсказывать новые Au гиганты***; 2. уникальная сульфидизация, особенно по площадям распространения; 3. железо-магнезиальная карбонатизация; 4. окварцевание
26	Мурунтау — Muruntau (Узбекистан, Кызылкумы); *гиганты Au Мурунтау, Косманачи, Бесапантау, Мютенбай, Триада, Дауджистау*	O-P	а) **Au** б) W	запасы: начальные 5,3 тыс. т Au, 65 тыс. т WO_3; в 1967—2010 гг добыто 1850 т Au	Au, пирит, арсенопирит, шеелит, пирротин, сульфасоли Ag, марказит, галенит, сфалерит	285 млн лет	*вмещающие:* песчаники, глинистые сланцы, кремнистые сланцы, гравелиты, карбонаты, доломиты, метавулканиты; *материнские:* черные сланцы O_1 и S_1 *рудовмещающие:* черные сланцы всего бесапана (520—420 млн лет), с богатыми рудами — пестрый бесапан (470—440 млн лет)	дорудные и синрудные дайки монцонитовых порфиров и габбро-диоритов	на пересечении глубинных вертикальных разломов с пологими субширотными разломами — золоторуд-ные штокверки и жилы	кварц, калишпат, биотит, альбит, кальцит, турмалин	*Эпимантийный*	1. ***пермский возраст главного рудогенеза*** (после непримиримых споров возраст руд 285 млн лет); 2. месторождения района генетически связаны с черносланцевой формацией пестрого бесапана

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
27	Томтор — Tomtor (Россия, Якутия); *гигант TR Томтор*	синий-V-кембрий	а) **TR, Nb, Th** б) Y, Sc, P и др.	ресурсы: 20 млн т TR_2O_3, 5 млн т Nb_2O_5 (2,0 %), 120 тыс. т Th	монацит, ксенотим, бастнезит, паризит, пирохлор, торит, крандаллит $CaAl_3(PO_4)(PO_3OH)(OH)_6$	время главного рудоге-неза 300 млн лет	*вмещающие:* 800—700 млн лет — ийолит-мельтейгиты и щелочные, нефелиновые сиениты; *рудовмещающие:* 660—600 млн лет — анкеритовые и анкерит-шамозитовые карбонатиты (самые богатые руды в центральной части комплекса); по всем породам массива развита кора выветривания с четырьмя зонами: (сверху вниз) каолинит-крандаллитовой, сидеритовой, лимонитовой и франколитовой	дайки и трубки взрыва пикритов-альнеитов 700—500 млн лет		руды в корах выветривания карбонатитов	*Трансвапорит*	***самые разные полиметальные руды часто кондиционные***
28	Норильск — Norilsk (Россия, север Вост. Сибири); *гиганты Ni-Co-Cu-Pt-Pd: 1.Норильский рудный узел (Норильск 1, Норильск 2, Масловское, Черногорское); 2. Талнахский узел (Талнаххое, Октябрьское); 3. Хараелахское*	R_{2-3}	а) **Ni, Pt, Pd, Co, Cu**	запасы: Норильск 23,2 млн т Ni, 46,7 млн т Cu, 800 тыс. т Co и 12,4 тыс. т PGE; Талнах 18 млн т Ni, 38 млн т Cu, 1 млн т Co, 12,5 тыс. т PGE; сумма: 41,2 млн т Ni, 84,7 млн т Cu, 1.8 млн т Co, 24,9 тыс. т PGE; Хараелах — 75% мировой добычи Pd; по всему району — 35 % мировых запасов Ni, 40 % PGE, 15 % Co, 10 % Cu	пирротин, пентландит $(Ni, Fe)_9S_8$, халькопирит, магнетит, пирит, кубанит $CuFe_2S_3$, никелин NiAs, миллерит NiS, Pt, Pd, кобальтин CoAsS; 20 минералов Pt; довольно много хромитов; на интрузии приходится 15 % руды	245 млн лет	*вмещающие:* метаморфизованные карбонатно-эвапоритовые породы D_3; *рудовмещающие* резервуары: доломитизированные органогенно-обломочные карбонатные породы с высокой эффективной пористостью; песчаники и конгломераты; ср/з оливиниты; *материнскими* для руд были базальты из узкого стратиграфического интервала — надеждинской свиты; главная причина образования уникальных сульфидных руд очень высокая скорость накопления лав — за 0,5 млн лет их толщина превысила 1 км, в результате чего возник протяженный региональный *флюидоупор* (лавы и туфы Ивакинской свиты, P_2); самой большой долей корового вещества обладают руды Хараелахской интрузии, которые залегают внутри карбонатно-эвапоритовой толщи D-C_1, меньше эта доля в рудах Талнахской интрузии, приуроченных в основном к угленосной толще $C_2 — P_2$, и относительно наименьшая — в рудах интрузии Норильск I, которая частично размещается в основании T_1 вулканитов — ивакинской свите; главная массивная залежь в Хараелахе протягивается на несколько сотен м и толщиной до 50 м; околорудые трансвапориты в Норильском районе: «талнахиты», «такситовые габбро-долериты», «псевдотахилиты» и пр., «ангидрит-пироксеновые роговики», «везувиан-пренит-альбитовые породы», «ангидрит-гранат-серпентиновые породы с магнетитом» и пр.,	среди магматических пород лавы резко преобладают над туфами, а вулканиты над интрузивными разностями (доля последних 6,6 %)	самые богатые руды всех металлов приурочены к Норильско-Хатангской зоне разломов	брекчирование при толщине брекчий местами до 100 м; роговики; фторсодержащие минералы: пренит, актинолит, апатит, хлориты (пеннин, клинохлор, сапонит), пумпеллиит и др; вадалит — гранат с хлорат-ионами; интенсивный контактовый метаморфизм и мощнейшее газообразование: в бурых углях тунгусской свиты ($C_2 — P_2$) — H_2O, H_2S, CH_4, CO_2, а в карбонатно-эвапоритовых породах (D_3-C_1) — H_2O, CO_2, SO_3.	*Трансвапорит*	1. ***гигантских запасов достигают пять металлов: Ni, Pt, Pd, Co, Cu***; 2. при невероятном богатстве оригинальнейший рудогенез; 3. в объеме трех малых норильских интрузий доля руд достигает 15%; 4. доказано, что из 11 нижнетриасовых трапповых свит материнской является только одна надеждинская; 5. максимальна скорость накопления лав надеждинской свиты 2 км/млн лет; 6. в рудогенезе участвовал в 200 раз больше объем расплава, чем объем трех норильских интрузий; 7. предрудная эксплозия имела характер фугасного взрыва; 8. Ni и Pt мантийные, а S, Cu, Co, Pd коровые; 9. 75 % мировой добычи Pd приходится на Хараелахскую малую интрузию; 10. в образовании норильских руд на разных этапах участвовали все четыре механизма массопереноса; 11. не существует интрузий, которые бы отклонялись от стандартных составов больше, чем норильские.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
29	Ермаковский -Ermakovsky (Россия, Бурятия); *гигант Be Ермаковское*	поздний карелий	а) **Be** б) флюорит	запасы: 17 тыс. т Be	фенакит, бертрандит, отмечаются также бавенит, эвдидимит, гельвин, лейкофан, мелинофан	224 млн лет (рудогенез длится 20 тыс лет)	*материнские и рудовмещающие:* карельские преимущественно карбонатные породы зун-мурунской свиты; региональный *флюидоупор* — вулканиты цаган-хунтейской свиты триаса (толщина больше 2 км); в районе и вокруг него выделяют пять главных этапов магматизма: 1. дорудные дайки гранитоидов (330 млн лет), 2. массивы габброидов (320 млн лет), 3. метаморфизм региональный и контактовый (270 млн лет), 4. дорудные и синрудные штоки и дайки переменного состава (227—224 млн лет) и 5. пострудные интрузии до конца юры и позднее		рифтовая зона (230—215 млн лет) протяженностью больше 1000 км	везувиан-гранат-диопсид-скаполитовые скарны	*Трансвапорит*	1. контактово-метасоматические породы (скаполитизированные «габбро» и «габбро-диориты», «везувиан-гранат-диопсид-скаполитовые ***скарны***») ***активно участвуют в рудогенезе***; 2. 17 тыс т Be в уникальных бертрандит- фенакитовых рудах, образованных по трансвапоритовой модели; 3. региональный флюидоупор — вулканиты цаган-хунтейской свиты триаса (толщина больше 2 км)
30	Элькон — Elkon (Россия, Якутия); *гиганты **U** Эльконское плато, Северное, Дружное*	поздний карелий	а) **U** б) Au	запасы: 340 тыс. т U (ресурсы до 600 тыс. т) 140 т Au (почти выработано)	браннерит $UTiO_4$, уранинит, урановая смолка, коффинит; самые богатые браннеритовые U руды	160—140 млн лет	*вмещающие:* архей-позднекарельские метаморфические породы; *руды приурочены* к метасоматитам гумбеитовой формации альбит-серицит-хлорит-калишпат-карбонат-пиритового состава, в древних разломах ширина гумбеитов 6—10 м, иногда до 20 м; урановые руды размещаются по трещинкам внутри гумбеитов; *флюидоупор:* V-$€_1$ глинисто-карбонатные породы	руды по времени следуют за магматизмом, но при этом щелочные магматические породы имеют натровый профиль, а вмещающие руды поздние метасоматиты являются калиевыми	чрезвычайная насыщенность древних пород протяженными MZ разломами	пропилитизация; скаполит, калишпат, карбонат, серицит, хлорит, альбит; гумбеиты (гумбеиты — метасоматиты, образовавшиеся в результате кислотного выщелачивания щелочных гранитов или вулканитов)	*Эпигенетический*	***1.богатые урановые руды в зоне калишпатизации***; 2. четыре богатейших рудоносных зоны (Северная, Южная, Сохсолоохская, Федоровская) с разведанными запасами 340 тыс. т U (ресурсы называются до 600 тыс. т); 3. молодые урановые руды (160—140 млн лет) в AR-позднекарельских метаморфических породах; 4. 140 т золота в браннеритовых рудах (почти выработано); 5. пропилит, скаполит, гумбеит и калишпат
31	Нанниху — Сандаожан -Nannihu-Sandaozhuang (Китай, молибденовый пояс Циньлин Даби-запад); *гиганты Mo Нанниху -Сандаожан, Джиндуичен, Балио, Шанфангоу, Хуаншуйян, Лейменгоу, Донгоу, Юку, Очилин*	синий-V-кембрий	а) **Mo, W** б) Pb, Zn, Ag	запасы: 7,4 млн т Mo, 1,8 млн т WO_3	молибденит, шеелит, магнетит, пирит, пирротин, сфен, галенит	150 млн лет	*рудовмещающие* породы двух типов: в Джиндуичен — метасоматически измененные базальто-андезиты группы Сионгер (1,7—1,4 млрд лет), в Нанниху-Сандаожан — скарнированные монцогранитами (0,4—0,2 млрд лет) карбонатные породы групп Луанчуан и Сюсян (1,0—0,54 млрд лет), где *материнскими* являются синийские черные сланцы	батолиты, часто рудовмещающие (160—100 млн лет)	в провинции Циньлин Даби протяженные структурообразующие разломы: Шан Дан, Луанчуан, Сан Бао и др.; многочисленные рудопроводящие разломы	скарны, метасоматиты по базальто-андезитам, штокверки, брекчии; актинолит, флогопит, серпентин, флюорит, карбонаты	*Эпигенетический*	1. ***самые первые в мире Mo — 7.4 млн т и WO_3 — 1.8 млн т***; 2. разнообразие рудовмещающих пород: Джиндуичен (1,7—1,4 млрд лет) андезито-базальты, Нанниху-Сандаожан (1,0—0,54 млрд лет) скарны, монцограниты и роговики; 3. сочетание скарнов и метасоматитов по андезито-базальтам — оригинальная черта молибденовых руд; 4. разнообразие роли разломов

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
32	Шапингоу — Shapinggou (Китай, молибденовый пояс Циньлин Даби-восток) *гиганты Mo Шапингоу, Кьянечон*	синий-V-кембрий	а) **Mo**	запасы: 2,5 млн т Mo (0,17 %) — 15 % мировых резервов Mo	молибденит, пирит, магнетит, ильменит; штокверки	130 и 90 млн лет	*вмещающие:* 2,16—1,7 млрд лет — кристаллические сланцы, гнейсы; 1,87 млрд лет — интрузии сиенитов; *рудовмещающие:* штокверки в MZ гранитоидах; региональный *флюидоупор* для руд -130—110 млн лет — кислые вулканиты	145—110 млн лет нижне-яньшанский магматизм: рудоносные граниты и кварцевые сиениты, гранодиориты	рудопроводящие разломы: Гуйшан-Мейшан, Сяотян-Мозитан	калишпат, кварц, серицит, биотит, мусковит, флюорит, топаз, кальцит	*Трансвапорит*	1. ***два этапа руд 130 и 90 млн лет в гранитных штокверках;*** 2. рудовмещающие меловые трещиноватые граниты и кварцевые сиениты со вторичной пористостью (трещинно-поровые резервуары)
33	Сигуаншань — Xikuangshan (Китай, провинция Хунань, платформа Янцзы) *супергигант Sb Сигуаншань*	синий-V-кембрий	а) **Sb** б) Hg	запасы: 5 млн т Sb - половина запасов Sb в мире	антимонит Sb_2S_3	150 млн лет	на *материнских* синийских терригенных отложениях с прослоями черных сланцев залегает *вмещающая* органогенно-карбонатная PZ_{2-3} толща; *рудовмещающие* породы представлены интенсивно брекчированными окварцованными известняками D_3 (толщина около 40 м) под глинистым C_1 *флюидоупором*	нижне-яньшанские (J) граниты	разлом № 75 пересекает м-е Сигуаншань	интенсивное брекчирование известняков; кварц, кальцит, флюорит	*Трансвапорит*	1. ***богатейшие руды (5 млн т) представлены почти чистым антимонитом***; 2. самый богатый в мире сурьмянорудный с ртутью район (5 млн т — половина мировых запасов) 3. рудовмещающие породы — 40 м интенсивно брекчированные окварцованные известняки девона под глинистым флюидоупором карбона
34	Шичжуаян — Shizhuyuan (ЮВ Китай, платформа Янцзы); *гиганты W Шичжуаян, Синтианлин, Даю*	синий-V-кембрий	а) **W, Sn** б) Bi, флюоритBe, Mo	запасы: 1 млн т WO_3, 500 тыс. т Sn, 300 тыс. т Bi, 76 млн т флюорита, 200 тыс. т BeO, 200 тыс. т Mo	вольфрамит $(Fe,Mn)WO_4$, шеелит $CaWO_4$, касситерит, молибденит, висмутин, магнетит, пирит; скарны с 1—6 % руды	150 млн лет	*материнские*: черные сланцы синия; *вмещающие:* терригенно-карбонатные породы PZ; *рудовмещающие:* обломочные, глинистые породы, известняки, доломиты, черные сланцы D_{2-3}	нижне-яньшанские (J) граниты		флюорит, турмалин, гранат, пироксен, хлорит, эпидот, топаз; грейзены, скарны; выщелачивание	*Трансвапорит*	1. ***богатейший в мире полиметальный трансвапоритовый район (W, Sn, Be, Mo)***; 2. вблизи района есть еще несколько вольфрамовых гигантов; 3. оригинальная ассоциация вторичных минералов околорудных процессов: гранат, турмалин, пироксен, хлорит, эпидот, топаз

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
35	Антей — Стрельцовский-Antey Streltsovsky (Вост. Забайкалье, Россия); *гиганты U* Антей -Стрельцовское, *Октябрьское, Широндукуйское, Тулукуевское, Аргунское (всего 5 гигантских и 13 крупнейших м-ний)*	синий-V-кембрий	а) **U** б) Mo (только в Аргунском м-нии)	запасы: 240 тыс. т U (0,2 %)	урановая смолка, коффинит, уранинит, молибденит	110 млн лет	*вмещающие* 2 этажа: нижний: AR-карелий-PZ — доломитизированные известняки, амфиболиты, кристаллические сланцы; верхний: MZ — осадочно-вулканогенные породы толщиной до 1,5 км; руды отмечаются по всему разрезу, но 77% руд в «трахидацитах» с высокоемкими резервуарами, Аргунское м-е в карбонатах приурочено к крутопадающему Флюоритовому разлому; *рудоносные* брекчии; K_1 региональный фельзитовый *флюидоупор* (АВПД — 1,8)	метаэффузивы, метагабброиды; J_3 — 3 базальтовых покрова, 2 покрова «трахидацитов»; K_1 - покровы базальтов, фельзитов и липаритов	в конце мела — обрушение кальдеры; мощные рудоносные зоны брекчирования с АВПД в местах сгущения разломов; зоны разломов: Стрельцовская, Центральная и др.	доломитизированные и выщелоченные известняки с вторичной пористостью	*Трансвапорит*	1. ***77 % руды в нестандартных по составу «трахидацитах»;*** 2. 18 гигантских и крупнейших месторождений района сосредоточены в одноименной кальдере; 3. только Олимпик Дам и Антей-Стрельцовское из урановых месторождений мира трансвапориты.
36	Инкай — Inkai (Северный Казахстан); *гиганты U Инкай, Буденовское, Мынкудук;* район Инкай протягивается субмеридионально на 65 км при ширине 7—17 км, отдельные залежи тянутся на 5—15 км при ширине 50—500 м	MZ-KZ	а) **U**	запасы: урановые руды 330+280+50 = 660 тыс. т Инкай +Буденовское+ Мынкудук (0,06 %); за 2021 год на Инкае добыто 3,5 тыс. т U	среднее содержание U в рудах 0,04—0,06 %, из них настурана UO_2 — 82 %, а коффинита $USiO_4$ — 18 %; поскольку эти минералы с U^{4+} образуются из растворенного U^{6+}, очевидны огромные объемы восстановителя, которым может быть только органическое вещество (ОВ); роллы	K_2-соврем.	84 % U руды отлагается в зонах выклинивания K_2 песчаников на окислительно-восстановительных барьерах вблизи главного водоупора на границе с фундаментом; маломинерализованные растворы образованы в результате выщелачивания U *из* K_2 *песчаников*; крупнейший район мира с эксплуатацией урановых руд методом подземного выщелачивания; *флюидоупор:* глины Pg; водонапорный самоизливающийся режим при минерализации от 4 г/л в меловых до 0,6—0.9 г/л в палеогеновых отложениях				*Эпигенетический*	1. ***район один из самых богатых в мире*** (660 тыс. т урановых руд), ***где*** применяется ***подземное вышелачивание***; 2. руды отлагаются на окислительно-восстановительных барьерах вдоль путей фильтрации растворов малой минерализации; 3. протягивается субмеридионально на 65 км при ширине 7—17 км. 4. 84 % запасов урана в зонах выклинивания меловых отложений и связаны с главным водоупором вблизи границы с фундаментом.
Еврамерика												
37	Садбери -Sudbery (Канада, Онтарио); *гигант Ni Садбери*	ранний карелий	а) **Ni, Cu, PGE**	запасы: 20 млн т Ni, 17 млн т Cu, 1900 т PGE; Pt/Pd = 0,8	пирротин (80—90 %), пентландит (5—15 %), халькопирит (5—10 %), магнетит (< 5 %), кубанит $CuFe_2S_3$	1,7 млрд лет	*вмещающие:* архейские гнейсы Левак — 2,7 млрд лет и раннекарельские вулканогенные и метаосадочные породы Гурон — 2,4 млрд лет; *рудовмещающие:* нижний пласт Садбери Изверженного Комплекса — 1,85 млрд лет	нориты, кварцевые габбро, гранофиры, гранитные интрузии Крейтон и Муррей — 2,3 млрд лет	разноориентированные разломы контролируют руды	интенсивное брекчирование в нижней части разреза, характерны брекчии как по радиальным, так и по концентрическим дайкам	*Эпимантийный*	1. ***импакт***; 2. очень низкие пористость и проницаемость всех рудовмещающих пород, даже брекчий; 3. брекчии по радиальным и концентрическим дайкам

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
38	Курская Магнитная Аномалия — КМА (Россия, Курская, Белгородская и Орловская области); *гиганты Fe Михайловское, Стойленское, Лебединское, Гостищевское, Стойло-Лебединское, Коробковское, Яковлевское, Висловское*	ранний карелий	а) **Fe**	общие балансовые запасы 66,2 млрд т Fe руд: 29,4 млрд т богатые коры выветривания (60 %), + 36,8 млрд т бедные железистые кварциты (36 %), ресурсы — 124 млрд т Fe руд; 5 месторождений в эксплуатации	магнетит, гематит, железистые слюдки, мартит, лимонит, сидерит	2,5—2,3 млрд лет	*вмещающие:* 2,5—2,2 млрд лет метаморфизованные осадочные породы коробковской и роговской свит курской и оскольской серий — сланцы, глинистые, карбонатные породы и черные сланцы (бедные железные руды) и коры выветривания зеленокаменных поясов (более богатые руды); *рудовмещающие:* раннекарельские железистые кварциты; самая богатая и протяженная Михайловско-Белгородская рудоносная зона, в пределах которой кварциты образуют 7 крутопадающих узких (толщина 120—500 м) параллельных полос, вытянутых на 20—70 км			коры выветривания, выщелачивание карбонатов	*Эпиосадочный*	1. ***ресурсы 124 млрд т Fe руд***; 2. от Орла до Белгорода две полосы: первая свыше 400 км и шириной от 1—2 до 25 км, вторая соответственно до 700 км и от 2—5 до 30—40 км), 120 тыс. км^2 3. курская серия гармоничного карелия
39	Салливан — Sullivan (Канада, Британская Колумбия, осадочный бассейн Белт — Персел); *гиганты Zn, Pb, Ag Коридор Салливан-Северная Звезда, Концентратор Хилл Горизонт*	поздний карелий	а) **Pb, Zn, Ag**	запасы: 9,8 млн т Pb (6,0 %), 9,5 млн т Zn (5,9 %), 10850 т Ag (67 г/т)	пирротин, сфалерит, галенит, арсенопирит, халькопирит; рудоносные брекчии в зоне интенсивной трансвапоризации	1,47 млрд лет	*вмещающие:* формация Олдридж, поздний карелий; *рудовмещающие:* нижний Олдридж — вулканогенно-обломочные породы чередуются с глинистыми породами, черными сланцами и вулканитами; *флюидоупор*: монтморилонитовые глины среднего Олдриджа	Мови силлы (габбро-диориты) 1,47—1,43 млрд лет	Коридор Салливан-Северная Звезда определяет размещение рудоносных брекчий (около 70 % руды); рудоконтролирующий разлом Кимберли	по трещинам околорудная турмалинизация; мусковит, Mn гранат, альбит, биотит, хлорит, кальцит, эпидот, кварц; эксплозивные брекчии	*Трансвапорит*	1. ***оригинальные мантийные Мови силлы особенно активно участвуют в Pb-Zn-Ag рудогенезе***; 2. район является единственным гигантом по запасам Pb и Zn с трансвапоритовой моделью рудогенеза; 3. разнообразие участвующих в рудогенезе осадочных флюидов: эвапоритов, органогенных карбонатных пород, глинистых пород, черных сланцев, кремнистых пород и пород, возникающих в результате вторичных изменений. 4. 1,47 млрд лет — время рудогенеза, возраст силлов 1,47—1,43, 1,45 и 1,38 млрд лет; 5. турмалинизация активна в раздробленных телах, где значительны толщины силлов, особенно вдоль рифтовой оси; 6. самая богатая территория района — Коридор Салливан-Северная Звезда.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
40	Атабаска — Athabasca (Канада, Саскачеван); *гиганты U Мак Артур Ривер, Сигар Лейк, Ки Лейк, Миллениум, Игл Пойнт*	акитканий-R_1	а) **U** б) Ni	запасы U, тыс. т: Ки Лейк — 90, Игл Пойнт — 50, Сигар Лейк — 150, Мак Артур Ривер — 200, Миллениум — 30, в сумме 520 тыс. т, ресурсы U блоков, тыс т: Волластон — 500, Талтсон — 400; запасы 30 тыс. т Ni (только в Ки Лейк)	урановая смолка, уранинит, коффинит, настуран, пирит, галенит, халькопирит; Ки Лейк — никелин, миллерит NiS	1, 6 млрд лет	*вмещающие:* AR-ранний карелий — гигантская овальная впадина Атабаска (150х220 км): графитсодержащие сланцы, мраморы, гнейсы, амфиболиты, гранито-гнейсы, пегматиты Канадского щита, метаморфизованные от гранулитовой до зеленокаменной фации (Транс Гуронский орогенез — 1,8 млрд лет); *рудовмещающие:* слаболитифицированная красноцветная акитканская осадочная толща 1,4 км (группа Атабаска) с первоначальной толщиной до 3 км аллювиальных кварцевых песчаников с гидроокислами железа, примесью глинистых минералов, есть циркон и турмалин; главный рудовмещающий горизонт — песчаники и конгломераты Манитоу Фолс (акитканий); *флюидоупор*: 1,54 млрд лет (R_1) -глинистые породы формации Дуглас, выше строматолитовые доломиты формации Карсвел; типы руд: в фундаменте, в несогласиях и висячие		разлом Игл Пойнт, надвиг Коллинз Бей	хлорит, кварц, турмалин, иллит, диккит; рудоносные брекчии	*Эпиосадочный*	1. ***возраст U руд 1,6 млрд лет, как и Джабилука, и Олимпик Дам -глобальное событие***; 2. две Атабаски (урановая и битумная; 3. история Атабаски: нефтегазоносный бассейн → рудоносный бассейн → выход руд на поверхность; 4. руды откладываются на асфальтенитах; 5. типы руд: в фундаменте, в несогласиях и висячие.
41	Альмаден — Almaden (Испания, Новая Кастилия, подножье Сьерра-Морена); *супергигант Hg Альмаден*	O-P	а) **Hg**	запасы: 250 тыс. т Hg (блок 450×600×50 м^3) — половина мировых запасов Hg	киноварь, Hg, пирит, халькопирит, пирротин, марказит, галенит; типы руд стратиформные или штокверковые; в 2003 г. по экологическим причинам была запрещена добыча ртути и принято решение сделать Альмаден историко-туристическим памятником; в это время испанские геологи выполнили серию блестящих публикаций, посвященных этим уникальным рудам	380 млн лет; очень короткий рудогенез (меньше 200 тысяч лет)	O_1 — *материнские* черные сланцы; S_1 — *три пласта кварцевых песчаников Крайдеро с рудой* (самый богатый Сан Педро — 50 % руд); на время рудогенеза пористость кварцевых песчаников 30 % и проницаемость больше 0,01 мкм^2, после герцинского метаморфизма (335 млн лет — C_1v) песчаники превратились в кварциты; S-D — осадочно-вулканогенная толща с многочисленными силлами -региональный *флюидоупор;* максимальная неравновесность смешивающихся эпиосадочных и эпимантийных флюидов	повышенная роль мантии в рудогенезе за счет «Фрайлески» (секущие туфобрекчии) и «зеленых силлов»	многочисленные поперечные разломы		*Трансвапорит*	1. ***самая богатая ртуть в мире (250 тыс. т) благодаря пористости девонских кварцевых песчаников ⊠ 30 % на время рудогенеза***; 2. уникальная концентрация запасов на крошечной площади; 3. уникальная «Фрайлеска», которая и материнская порода и флюидоупор; 4. исторический памятник.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
42	Вибурнум Тренд -Viburnum Trend (США, штат Миссури); *гиганты Pb, Zn Вибурнум, №№ 27,28, 29, Браши Крик, Бьюик, Кастил, Флетчер, Магмонт, Свитуотер, Вест Форк, Озарк Лид*	O-P	а) **Pb, Zn** б) Ag, Cu, Cd, In	запасы: 48 млн т Pb, 9 млн т Zn, 1,6 тыс. т Ag	основные: галенит и сфалерит, реже халькопирит, марказит, зигенит $(Co,Ni)_3S_4$, бравоит $(Ni,Fe)S_2$	260 млн лет	*вмещающие:* кембрийские известняки, доломитизированные в D-C; *рудовмещающие:* стратиформное расположение руд в рудной формации Боннетерри строго контролируется наличием D-C строматолитовых рифовых известняков свода Озарк, где в результате доломитизации, а затем выщелачивания органогенно-обломочных карбонатных пород возникает высокоемкое и проницаемое пустотное пространство; рудоносные брекчии; *флюидоупор:* позднекембрийская известняково-сланцевая формация Дэвис	месторождения расположены вокруг выступов в виде штоков и даек докембрийских изверженных пород (граниты, риолиты, мафиты)	270 млн лет Пенсильваний-Пермский тектогенез – разломы и рудогенез	D-C доломитизация	*Эпиосадочный (Тип Долины Миссисипи)*	1. ***самый богатый в мире Pb – 48 млн т***; 2. исходные резервуары – доломитизированные органогенно-обломочные известняки; 3. классический Тип Долины Миссисипи; 4. руды часто в пустотах, сохраняющихся от нефти
43	Любин – Luben (Польша); *гиганты Ag и Cu Любин, Рудна, Глогов*	O-P	а) **Ag, Cu** б) Pb, Zn	запасы: 140 тыс. т Ag, 50 млн т Cu, 5 млн т Pb, 2,5 млн т Zn	Ag, серебряная амальгама (природный сплав Ag и Hg), штромейерит CuAgS, халькозин, дигенит, дюрлеит – сульфид Cu, борнит, халькопирит, ковеллин, энаргит Cu_2AsS_4, сфалерит, галенит	245 млн лет	*рудовмещающие:* P – снизу вверх обломочные породы ротлигенда, черные сланцы купершифера и карбонатно-эвапоритовые породы цехштейна; P-T – глинистый *флюидоупор*; смешение восьми флюидов: два в черных сланцах купершифера до и после сульфидизации, два из ротлигенда (нижний вулканогенно-терригенный и верхний терригенный), два из цехштейна (нижний доломит, ангидрит и верхний глинистый), из допермского фундамента и из рассолов нефтегазоносного бассейна		флюидопроводящая зона разломов Одра	доломитизация, выщелачивание	*Трансвапорит*	1. **Ag – 140 тыс. т (самое большое в мире)** 2. оригинальная ассоциация металлов Ag и Cu; 3. смешение 8 контрастных, в т.ч. докембрийских и фанерозойских, флюидов почти только осадочных пород
44	Пебл Коппер -Pebble Copper (США, Аляска); *гиганты Au, Mo и Cu Пебл Коппер, Никола, Чисна, Баултоф*	MZ-KZ	а) **Au, Mo, Cu** б) Ag, Re, Pd	запасы: 3340 т Au (0,35 г/т); 2,5 млн Mo т; 36,6 млн т Cu (0,3 %); по суммарным запасам всех металлов район один из самых богатых в мире	Au, молибденит, халькопирит, борнит, ковеллин, магнетит, халькозин, дигенит	90–89 млн лет	*вмещающие:* J-K вулканогенно-осадочная флишевая толща Кахилтна (99 млн лет) – песчаники, алевролиты, глины, граувакки, турбидиты, кремнистые аргиллиты, полимиктовые конгломераты, радиоляриевые кремнии и известняки, обломки габброидных пород; *флюидоупор:* базальтовые вулканиты и «гранодиоритовые» – нестандартного состава силлы; руда Au, Mo, Cu – в кварцевых жилах и прожилках, в роговиках флиша Кахилтна на контакте с батолитом Касканак	когда батолит Касканак.(90 млн лет) прямо участвует в рудогенезе, а флюидоупор – вулканиты и силлы (99–96 млн лет), то в гигантах растут полиметальность и запасы руд	флюидопроводящие разломы: Лейк Кларк, Каст Маунтин, Дена Ферреевл	калишпат, серицит, биотит; калишпатизация усиливает рудогенез	*Трансвапорит*	1. гранодиоритовый ***батолит Касканак явно влияет на повышение запасов и полиметальности руд;*** 2. один из самых богатых благороднометальных районов мира с высокой концентрацией трех металлов: Au, Cu, Mo; 3. зона аномально-высоких пластовых давлений экранируется не только региональным глинистым флюидоупором, но и «диоритовыми» и «гранодиоритовыми» силлами, что влияет на мощь рудогенеза.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
45	Бьютт — Butte (США, Монтана); *гиганты Cu, Mo Анаконда, Леонардо, Питсмонт*	MZ-KZ	а) **Cu, Mo** б) Ag, Au	запасы: 35 млн т Cu, 1,4 млн т Mo, 45 тыс. т Ag, 220 т Au; район традиционно называют «самый богатый Медный Холм Мира», он же серицитизированный купол; запасы выросли за счет Mo с глубины при поднятии холма	Борнит Cu_5FeS_4, халькозин, энардит Cu_3AsS_4, пирит, ковеллин, дигенит, теннантит $Cu_{12}As_4S_{13}$, халькопирит, местами родохрозит, роденит, сфалерит	65—63 млн лет	*рудовмещающие:* граниты Бьютт в батолите Боулдер (77—75 млн лет); самые ранние интрузии в батолите мафитовые, замещены гранодиоритами; затем Бьютт кварц-монцониты — доминирующие породы (71 млн лет); кварц-порфировые дайки интрудируют кварц-монцонитовые аплиты; жилы Анаконды рассекаются жилами Блю системы, образуя структуру «конского хвоста» — главную стадию минерализации; *флюидоупор:* ранний эоцен — вулканиты (кепрок -пирокласты, туфы, лавы, брекчии)	в рудогенезе участвуют батолит Боулдер и граниты Бьютт	флюидопроводящие разломы Континенталь, Клиппер, Милуоки, Раурус, Мидл, Ист Ридж, Москоу	серицит, кварц; рудоносные брекчии; возраст изменений: 63—62, 59—57 млн лет	*Эпиосадочный*	1. называется ***«самый богатый Медный Холм Мира»***, хотя запасы скромные; при поднятии холма на глубине образуются новые Mo руды; 2. в рудогенезе участвует батолит Боулдер. 3. структура руды — «конский хвост».
46	Гуанахуато — Guanajuato (Мексика, провинция Гуанахуато); *гиганты Ag Асунсион, Матильда, Сан Антонио, Кебада, Ката, Лас Торрес, Перегрина, Тайягуа*	MZ-KZ	а) **Ag** б) Au, Cu, Hg, As, Sb	запасы: 90 тыс. т Ag (из них добыто 34,9 тыс. т), концентрация 350 г/т Ag; 300 т Au (из них добыто 140 т)	основные минералы Ag: аргентит Ag_2S, прустит Ag_3AsS_3, гидраргирит Ag_3SbS_3, стефанит Ag_5SbS_4, кераргирит AgCl, акантит Ag_2S, электрум — сплав Ag и Au; пирит, халькопирит, галенит, сфалерит	27 млн лет	*вмещающие:* вулканиты группы Гуанахуато; *рудовмещающие:* гидротермальная трещинно-жильная кварцевая система; рудные столбы толщиной от десятков см до многих десятков м; в середине Вета Мадро прямо по поверхности тянется на 25 км знаменитая рудная жила	интрузии и лавы 52—48, 37—34, 30, 27—25 млн лет; в т.ч. батолит Команья (50 млн лет)	СЗ-ЮВ рудоконтролирующие разломы Вета Мадре, Сьерра, Ла Луз	хлорит, каолинит	*Эпимантийный*	1. ***из всех металлов серебряные районы являются самыми молодыми;*** 2. самый знаменитый сереброносный район; 3. около 10 гигантских месторождений серебра
47	Ред Дог — Red Dog (США, Аляска); *гиганты Zn Паалаак, Аккалук, Мейн, Канаяк*	O-P	а) **Zn** б) Pb, Ag, Ge	запасы: 130 млн т Zn, 20 млн т Pb, 16 тыс. т Ag	сфалерит, галенит, пирит, марказит, халькопирит, пирротин, буланжерит $Pb_5Sb_4S_{11}$	340—325 млн лет	*вмещающие:* PZ_{2-3} терригенно-карбонатные породы, черные сланцы; *рудовмещающие:* C_1 (формация Куна) — карбонатные породы с черными сланцами; *флюидоупор:* C_3-T глинистые породы формации Этивлук; *материнские:* додевонские породы и черные сланцы формации Куна; в рудогенезе участвуют карбонатно-терригенные породы аллохтона Эндикот		разломы аллохтона Эндикот	доломитизация и выщелачивание	*Эпиосадочный*	1. ***первый в мире Zn — 130 млн т***; 2. в рудогенезе участвуют воды из каменноугольной формации Куна, девонских групп Эндикот и Бэрд, горячие агрессивные флюиды из додевонского фундамента и холодные морские воды с поверхности. Все это вместе объясняет богатство цинка; 3. ***перемещенный аллохтон Эндикот — домезозойская гармония***

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
48	Карлин — Carlin (США, штат Невада); *гиганты Au Мейкл, Бетце Пост, Дип Стар, Родео, Скример, Тара, Рен Бенши, Генезис, Карлин, Майкл, Голдстрайк-Пост, Голден Кворри, Рейн, Джерит Каньон, Гетчел, Твин Крикс, Пинсон, Пребл, Кортез — Пайплан, Кортез Хиллс, Голдраш*	O-P	а) **Au** б) As, Sb, Hg	запасы: 5 500 т Au (ср. 1,89 % Au); гиганты *Карлин* — 300 т; *Кортез-Пайплан* — 300 т; *Твин Крикс* — 665 т; *Джерит Каньон* — 610 т; *Голдстрайк-Пост* — 1230 т; *Мейкл* — концентрация золота около 400 г/т	Au, пирит, пирротин, пентландит, арсенопирит, реальгар, антимонит, киноварь, галенит, сфалерит; невидимое (0,02 мкм) золото на поверхности или в микротрещинах пирита; рядом с богатым Au современное нефтяное поле Янки	40 млн лет	*продуктивные* карбонатно-черносланцевые формации разных трендов: Робертс Маунтин (S_2-D_1), Попович (D_{2-3}), Родео Крик (играющий роль и *флюидоупора* для Au — D_3), Венбан (D_{2-3}), Хансен Крик (O-S), Пребл (кембрий), Комас (O); руды приурочены к ярко выраженной зоне брекчирования в *рудоносных* формациях Робертс Маунтин и Венбан; руды довольно часто контролируются *материнскими* ультрамафитами; уникальная сохранность молодых месторождений Au	J диоритовый шток Голстрайк; 158 млн лет — гранодиориты, диориты, кварц-диоритовые дайки и штоки; 40 млн лет — эктрузивные потоки риодацитов, риолитов, базальтов, андезитов (верхний флюидоупор)	глубинные до 10 км субвертикальные разломы Пост-Генезис, Кастл Риф, Ливайл, Гетчел, Роберт Маунтин проводят богатые золотоносные растворы в зоны сульфидизации; Ордовик — аллохтон (формация Винини) улучшает сохранность залежей Au	сульфидизация, выщелачивание, доломитизация, окварцевание; скарны (158 млн лет), волластонит, геденбергит, гранат, иллит, каолинит, серицит, монтмориллонит; брекчии	*Эпимантийный*	1. ***самый богатый из молодых Au районов мира (больше 5000 т Au,*** *возраст руд 40 млн лет).* Золото поступает с глубины больше 10 км; 2. золотой супергигант эоценового возраста великолепно размещается внутри современной, довольно богатой нефтегазоносной провинции штата Невада. Золото сорбируется в зоне сульфидизации верхнедевонских черных сланцев — главных нефтематеринских пород; 3. руды приурочены к ярко выраженной зоне брекчирования.
49	Бинхем -Bingham (США, штат Юта); *гиганты Au, Mo и Cu Стоктон, Последний Шанс, Альта, Парк Сити*	O-P	а) **Cu, Mo, Au** б) Ag, Pb, Zn, As, Re	запасы: 27,5 млн т Cu, 0,78 млн т Mo, 1600 т Au, 17700 т Ag; разрабатывается с 1863 г	Au, молибденит, борнит Cu_5FeS_4, халькозин, пирит, халькопирит	40—27 млн лет	*рудовмещающие:* C_3-P (Окьюр группа) — песчаники, карбонаты; около 40 млн лет — кварцевые монцонит-порфиры Бинхем; два тела рудоносных скарнов с брекчиями с волластонитом и гранатом	положительная магнитная аномалия Уинта Тренд (40 млн лет): монцонитовый шток Бинхем, латит порфиры; силлы, дайки	рудоконтролирующие линеамент Уинта Тренд, надвиг Мидас и разлом Медвежий	доломитизация; биотит, калишпат, актинолит, хлорит, эпидот, серицит, монтмориллонит, каолинит	*Эпимантийный*	1. ***приуроченность месторождения Бинхем к положительной магнитной аномалии Уинта Тренд***; 2. сочетание двух ассоциаций металлов: золото-мышьяковая и цинково-серебряная
50	Пояс Колорадо — Colorado Belt (США, рифт Рио Гранде пересекает Пояс Колорадо); *гиганты Mo Урад-Хендерсон, Клаймекс, Маунт Эммонс; Редвелл*	ранний карелий	а) **Mo, W** б) Cu, Zn	запасы: Хендерсон — 1,2 млн т Mo (из них добыто 350 тыс. т); Клаймекс — 2,2 млн т Mo (из них добыто 1,03 млн т); WO_3 — 600 тыс. т	молибденит, пирит, сфалерит, гюбнерит $MnWO_4$, вольфрамит, касситерит, галенит, магнетит, халькопирит	28 млн лет	*вмещающие:* метаосадочные сланцы и гнейсы формации Айдахо Спрингс, нижний карелий; *рудовмещающие:* третичные штоки риолитов и риолит-порфиров	гранитный батолит Силвер Плум; эоценовые кольцевые и радиальные дайки, лакколиты и группы силлов	разломы Вудс Крик, Васкуес, Москито	серицит, хлорит, биотит, кварц, гранат, топаз-флюорит-магнетит-сульфиды; глинизация; рудоносные брекчии	*Эпиосадочный*	***руды контролируются*** кайнозойскими малыми интрузиями и ***радиальными и концентрическими дайками***

* запасы уточнялись по Д.В.Рунквисту и др. [Крупные и суперкрупные..., 2006], запасы района даются чаще всего по главным гигантам.

Приложение 2

Параметры 105 гигантских рудных месторождений

В этом *Приложении* приведены параметры 105 гигантов, находящихся вне контуров 50 ключевых рудоносных районов мира. В число таких параметров входят этапы гармоничного развития, возраст и состав вмещающих и рудовмещающих пород, магматизм, роль разломов, вторичные процессы, а также приведены сведения о запасах и ресурсах металлов, минеральный состав руды, оригинальные черты рудообразования.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
n/n	**Название гиганта (страна)**	**Этапы гармоничн. развития**	**Металлы** а) **основные** б) второстеп.	**Запасы, ресурсы и (концентрации) руд** *	**Минералы руд**	**Возраст руд**	**Возраст и состав вмещающих пород**	**Участие магматизма**	**Разломы и другой контроль руд**	**Вторичные минералы и процессы**	**Тип месторождения**	**Метка**
Африка												
1	Гуелб — Guelb (Мавритания)	AR	а) **Fe**	запасы Fe — 1,0 млрд т (44 %)	магнетит, мартит, гематит, гётит	2,5 млрд лет	вмещающие: AR — вулканокласты, риодациты, дациты и толеитовые андезито-базальты; рудовмещающие: BIF в архейских карбонатных породах				*Эпиосадочное*	
2	Гара Джебилет — Gara Jebilet (Алжир)	O-P	а) **Fe**	резервы: Fe — 580 млн т (57.8 %); оолитовые Fe руды	магнетит, гематит, гётит, шамозит, сидерит	0,40 млрд лет	D_1 — песчано-глинистые породы; входит в «Северный PZ Железный пояс» (до Ливии)			Fe-хлорит	*Эпиосадочное*	оолитовое Fe
3	Имураren — Imouraren (Нигер)	MZ-KZ	а) **U**	запасы: U — 180 тыс.т (0,06 %); ресурсы: U — 300 тыс.т (5 залежей)	уранинит; вторичные: тюямунит $Ca(UO_2)_2(VO_4)_2 5-8H_2O$ (желтые корочки вторичного минерала) и уранофан	20—7 млн лет	вмещающие: J_3—K_1 — аркозовые песчаники, глины и черные сланцы с обильным анальцимом и богатейшими рудами U; песчаники на глубине 130 м;		руды в разломе Арлит	гипергенное превращение уранинита в тюямунит и уранофан, а также халькопирита в халькозин	*Эпиосадочное*	уранинит→ тюямунит и уранофан; халькопирит→ халькозин

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
4	Симандоу — Simandow (Гвинея)	AR	а) **Fe**	запасы: Fe — 0,65 млрд т (65 %), Fe — 2,8 млрд т. (40 %)	гематит, магнетит, гетит, мартит	2,9—2,2 млрд лет	3 горизонта итабиритов в филлитах				*Эпиосадочн.*	
5	Окло — Oklo природный ядерный реактор, возникший на месте гигантского нефтяного месторож-дения (Зап. Африка, Габон)	акитканий-R_1	а) **U**	U — 20—60 % внутри ядерного реактора	уранинит, урановая смолка, коффинит, сульфиды Fe, Pb, Cu, гематит, битумы-асфальтениты	время главного рудогенеза и действия ядерного реактора около 1,9 млрд лет	рудовмещающие: превосходно сортированные и окатанные светлые кварцевые песчаники, обладавшие во время нефтегазонакопления высокой проницаемостью; главные условия образования ядерного реактора: 1. высокая концентрация урана и его обогащение изотопом U^{235}, 2. исключительно длительная и интенсивная циркуляция подземных флюидов (воды и пара) по одним и тем же проницаемым зонам. Эти условия стали достаточными для начала реакции деления U		примерно с 1,95 млрд лет резко возрастает роль брекчирования и разломов		*Эпиосадочное*	природный ядерный реактор
6	Маноно -Manono (ДР Конго)	R_{2-3}	) **Li** б) Sn, Ta, Ce	запасы: Li_2O — 2,1 млн т, Sn — 350 тыс. т (0,13 %)	сподумен, касситерит	0,94 млрд лет	возраст вмещающих пород, в т.ч. гранитов, 1,5—1 млрд лет — осадочные и вулканогенные породы, интрудированные гранитами; руды в редкометальных пегматитах и грейзенах			альбит, мусковит, кварц, турмалин	*Трансвапорит*	руды в редкометальных пегматитах и грейзенах
7	Кентича -Kenticha (Эфиопия)	синий-V-кембрий	а) **Ta**	коммерческой концентрации достигают Ta, Nb, Hf, Zr, TR, U, Th, Be, Li, Cs	берилл, колумбит $Fe^{2+}Nb_2O_6$, аквамарин $BeAl(SiO)$, Mn-танталит (Fe,Mn) $(Ta, Nb)_2O_6$, сподумен $LiAlSi_2O_6$	0,53 млрд лет	вмещающие: синий-венд — мафитовые и ультрамафитовые породы	0,79—0,70 млрд лет — мафитовый магматизм; 0,68—0,52 — гранитоиды	0,61—0,55 млрд лет — Кентича надвиговая север-юг зона	альбит, микроклин, амазонит, грейзенит, каолинит, турмалин, кварц, полевой шпат, мусковит	*Трансвапорит*	коммерческой концентрации достигают около 10 металлов

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
8	Нчанга — Nchanga (Замбия, рядом с Конколой)	синий-V-кембрий	а) **Cu, Co**	запасы: Cu — 16 млн т (3,6 %), Co — 100 тыс. т	халькозин, малахит, куприт, карролит $Cu(Co,Ni)_2S_4$, самородная Cu, хризоколла, азурит, халькопирит, борнит	0,64 млрд лет	вмещающие: R_3-синий — преобладают песчаники, есть черные сланцы и эвапориты; сульфиды аккумулируются внутри полевошпатовых песчаников			доломит, флогопит, серицит, рутил, кварц, турмалин, хлорит, полевые шпаты	*Трансвапорит*	нестандартное сочетание минералов с одновалентной и двухвалентной Cu
9	Камативи — Kamativi (Зимбабве)	ранний карелий	а) **Li** б) Sn, Ta, Nb, Be, W	запасы: Li_2O — 100 тыс. т (0,5 %), Sn — 92,7 тыс. т (0,15 %), Ta_2O_5 — 9 тыс. т (0,01 %)	сподумен, касситерит, берилл, турмалин, колумбит, кукеит (литиевая слюда) $LiAl_4(AlSi_3)O_{10}(OH)_8$	1,03 млрд лет	вмещающие: 3,6—2,6 млрд лет — гранито-гнейсы; рудовмещающие: Li-несущий пегматит Главный Камативи возраста 1,03 млрд лет находится в карельских мусковитовых и биотитовых сланцах и песчаниках		надвиги 2,06—1,96 млрд лет	серицит, анальцим, апатит, турмалин, альбит; грейзенизац.; метасоматоз на контакте пегматита с вмещающими породами	*Эпиосадочное*	пегматит полиметальный (Li, Sn, Ta, Nb, Be, W)
10	Россинг — Rossing (Африка, Намибия)	поздний карелий	а) **U**	запасы: U — 300 тыс. т (0.035—0.04 %)	главный — уранинит, а также бетафит, уранофан, браннерит; вкрапленные уранинитовые руды в массе аляскитовых гранитов	0,51 млрд лет	вмещающие: орогенный пояс Дамара (2,03—1,75 млрд лет) –амфиболитовые, пироксен-гранатовые гнейсы, терригенные и карбонатные породы; рудовмещающие: аляскитовые граниты сетью жил пронизывают гнейсы			вторичные минералы, предшествующие рудогенезу: гранат, амфиболы, пироксен; мигматизация — 0,67 млрд лет	*Эпиосадочное*	U обычно в аляскитовых гранитах
11	Гамбург — Hamburg (Южная Африка)	R_{2-3}	а) **Zn** б) Pb, Ag	запасы: Zn — 14.4 млн т, Pb — 1 млн т, Ag — 5 г/т	сфалерит, галенит, ганит $ZnAl_2O_4$, магнетит	1,13 млрд лет	вмещающие: 1,28—1,2 млрд лет — в основании гнейсы, выше конгломераты, пара- и ортогнейсы, амфиболиты, слюдистые и силлиманитовые сланцы, железистые породы, графитовые сланцы			гранат, хлорит, мусковит, пироксен, амфибол, апатит	*Эпиосадочное*	гранат, хлорит, мусковит, пироксен, амфибол, апатит
Австралия												
12	Рейнджер — Ranger (Северные Территории, Австралия)	акитканий-R_1	а) **U**	резервы: рудные тела № 1 и № 3 вместе U_3O_8 — 140 тыс. т	браннерит, уранинит, коффинит, кюрит $Pb_2U_5O_{17}4H_2O$, девиндтит $Pb(HO_2)_2(PO_4)_2 3H_2O$, халькопирит, галенит, гематит, пирит	1,72 млрд лет ремоби-лизация руд — 0,47 млрд лет	вмещающие: раннекарельские вулканогенные, карбонатные и терригенные породы несогласно перекрывают архейские гнейсы; рудовмещающие: долеритовые дайки (1,69 млрд лет), в т.ч. брекчированные		надвиг — 1,86 млрд лет	урано-фосфаты — салеит $Mg(HO_2)2(PO_4)_2 8H_2O$, метаторбернит $Cu(UO_2)_2(PO_4)_2 8H_2O$, склодовскит $Mg(HO_2)2Si_2O_7 6H_2O$, гумит $Mg_7[SiO_4]_3(F,OH)_2$; а также хлорит, серицит, турмалин	*Эпиосадочное*	месторождение акитканского несогласия

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
13	Мак Артур Ривер — McArthur River (Северные Территории Австралии)	акитканий-R_1	а) **Zn** б) Pb, Ag	запасы: Zn — 20,9 млн т (9,2 %), Pb — 9,3 млн т (4,1 %), Ag — 9,1 тыс. т (41 г/т)	пирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, халькопирит	1,64 млрд лет	вмещающие: 1,8—1,58 млрд лет — вулканогенно-осадочная толща; рудовмещающие: 1,64 млрд лет — доломиты, черные сланцы, алевролиты с прослоями туфов		рифт-коридор между разломами Эму и Таулала		*Эпиосадочное*	рифт-коридор контролирует богатые залежи Zn в зонах интенсивного брекчирования
14	Яндикугина — Yandicoogina (Зап. Австралия, провинция Хамерсли)	ранний карелий	а) **Fe**	запасы: Fe — 2,8 млрд т (58 %)	гематит, магнетит, стильпномелан, гетит, мартит, сидерит, анкерит, гриналит, шамозит, фаялит Fe_2SiO_4	2,4 млрд лет	2,6—2,5 млрд лет основное вместилище железных руд — группа Хамерсли — BIF, глинистые и кремнистые сланцы с 50 метровым прослоем черных сланцев, доломиты, местами карстовые, долеритовые силлы; 2,5—2,2 — длительный перерыв и активизация рифтогенеза, перекрывается осадочными породами до 1,8 млрд лет				*Эпиосадочное*	оригинальная ассоциация минералов Fe
15	Гринбушез — Greenbushes (Зап. Австралия, кратон Йилгари)	AR	а) **Li** б) Nb, Ta, Sn	запасы: Li_2O — 1,1 млн т (2,5—4,1 %), Nb_2O_5 — 470 тыс. т (0,13 %), Ta_2O_5 — 100 тыс. т (170—210 г/т), Sn — 72 тыс. т (0,15 %)	сподумен, гидденит, кунцит $LiAlSi_2O_6$, танталит, колумбит-танталит, касситерит, берилл, арсенопирит	2,5 млрд лет	вмещающие: 3,1 млрд лет кратон Йилгари — гнейсы, ортогнейсы, амфиболиты, мигматиты, BIF; рудовмещающие: несколько рудных зон пегматитов	2,5 млн лет гранитные интрузии	сильно трещиноватая рудовмещающая надвиговая зона	кварц, альбит, мусковит, турмалин, гранат, апатит, биотит, гольмквистит (литиевый амфибол $Li_3Mg_3Al_2[OH/Si_4O_{11}]_2$); каолиновая кора выветривания 50 м толщиной	*Эпиосадочное*	богатая Li турмалиновая подзона в пегматитах
Южная Америка												
16	Ла Гранья — La Granja (Перу)	MZ-KZ	а) **Cu, Mo** б) Ag, Zn, As	запасы: Cu — 62 млн т Mo — 460 тыс. т Ag — 27 тыс. т Zn — 700 тыс. т	халькопирит, борнит, молибденит, энаргит Cu_3AsS_4	14 млн лет	рудовмещающие: J_3 -вулканогенные, K — карбонатные, KZ — андезиты, дациты, риолиты	порфиры, тоналиты, гранодиориты	разломы: СЗ Пена Бланка и СВ Ла Гранья	глинизация, серицит, хлорит	*Эпиосадочн.*	сочетание Cu и Mo с Ag и Zn
17	Серро де Паско — Cerro de Pasco (Перу)	MZ-KZ	а) **Zn, Ag** б) Pb	запасы: Zn — 7.4 млн т, Ag — 8 тыс. т, Pb — 2.2 млн т	сфалерит, аргентит, галенит, пирротин; руды в кварцевых или кварц-серицитовых жилах	15 млн лет	рудовмещающие: T_3-J_1 — известняки, миоценовые брекчии	шток кварцевых монцонитов	разлом и брекчии по контакту MZ карбонатов и D глин		*Эпиосадочное*	рудные кварц-серицитовые жилы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
18	Сан Рафаэль — San Rafael (Перу, Вост. Кордильера, 5100—3900 м уровни)	MZ-KZ	а) **Sn** б) Ag, Cu, W	ресурсы: Sn > 1 млн т резервы: Sn — 732 тыс. т; ближе к по-верхности концентрация Sn уменьшается от 5 % до менее 1 %, а Cu увеличивается от 0,2 до > 8 %	касситерит гроздевидный и позднее игольчатый, вольфрамит, арсенопирит, халькопирит массивный, аргентит, акантит	24 млн лет	O-D — кварциты и сланцы, C-P_1 — песчаники и карбонаты, P_2-T –щелочные вулканиты, J-K — доломиты и песчаники, KZ — мафитовые и фельзитовые вулканиты; более 90 % резервов Sn содержится в жиле Сан Рафаэль	позднеолигоценовые интрузии и турмалиннесущие лейкограниты; T гранитный плутон Сан Рафаэль; много даек	СЗ рудоносный разлом Сан Рафаэль; брекчирование и смешение на контакте дайки с карбонатными породами	кварц молочный, хлорит зеленый, серицит, турмалин, кальцит, калишпат	*Трансвапорит*	более 90 % Sn содержится в жиле Сан Рафаэль (уровни 5100—3900 м)
19	Токепала — Toquepala (Перу)	MZ-KZ	а) **Mo, Cu** б) Se, Fe, Re	запасы: Mo — 1,1 млн т, Cu — 16,1 млн т	халькопирит, борнит, молибденит, энаргит, халькозин; рудоносные брекчии	54 млн лет	вмещающие: до€-PZ_1 — метаосадочные, J_3-K_1 — терригенные, K_2 — карбонатные	батолит Прибрежный; штоки и дайки латитов		кварц-биотит-калишпат-серицит; хлорит-альбит-ангидрит; турмалин	*Эпиосадочное*	K_2-Pg батолит гранитоидов Прибрежный
20	Ллалагуа — Llallagua (Боливия, 2000 км, Sn-W-Ag пояс Перу-Боливия-Аргентина)	синий-V-кембрий	а) **Sn** б) Ag, W	запасы: Sn — 240 тыс. т (0,3 %)	касситерит (рассеянный и кварц-турмалин-касситерит-сульфидные жилы и прожилки)	21 млн лет	вмещающие: S — черные и серые граувакки и сланцы, S-D — черные сланцы, песчаники, D–K кварцевые песчаники, 21 млн лет — риолито-дацитовые порфиры, плиоцен — дацитовые и риолитовые лавы и туфы		Стантон и Диаз разломы	турмалин	*Трансвапорит*	в разломах Стантон и Диаз — 20 % Sn
21	Эль Сальвадор — El Salvador (Сев. Чили)	MZ-KZ	а) **Mo, Cu**	запасы: Mo — 840 тыс. т, Cu — 17 млн т	молибденит, халькопирит, борнит, пирит; рудоносные брекчии	40 млн лет	вмещающие: C — терригенные, K_1 — карбонаты, K_2 — вулканогенно-осадочные	44—36 млн лет гранодиорит- порфиры		калишпат, биотит, серицит, ангидрит, турмалин	*Эпиосадочн.*	калишпат, серицит, турмалин
22	Сейс Лагос — Seis Lagos (Бразилия, штат Амазонас)	акитканий-R_1	а) **Nb** б) TR, Th, Sn	запасы: Nb_2O_5 – 80 млн т (2,8 %), TR_2O_3 — 130 тыс. т (1,5 %), Th — 6 тыс. т	рутил (до 22 % Nb_2O_5), пирохлор, сидерит, барит, бастнезит, Nb-брукит	23—3 млн лет	вмещающие: 1,8 млрд лет — граниты, гнейсы, сиениты, реголиты; рудовмещающие: брекчирование, каолинизация и рудогенез с возрастом 23—3 млн лет в сидеритовых карбонатитах (1,3 млрд лет)		руда на пересечении нескольких разломов	сидерит, каолинит	*Трансвапорит*	80 млн т Nb_2O_5, 130 тыс. т TR_2O_3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
23	Питинга — Pitinga (Бразилия, штат штат Амазонас)	поздний карелий	а) **Sn** б) Ta, Nb, Zr, Y	запасы: Sn — 740 тыс. т (0,14 %), Ta_2O_5 — 90 тыс т (0,02 %), Nb_2O_5 — 780 тыс т (0,2 %), ZrO_2 — 3,4 млн т (0,8 %), Y_2O_5 — 100 тыс т (0,03 %)	касситерит, пирохлор, колумбит, ксенотим, циркон, торит, криолит $Na_3[AlF_6]$	1,82 млрд лет	вмещающие: 2,03 млрд лет — гранитогнейсы; 1,95 — монцограниты, пирокластика (андезиты, латиты); 1,89 — туфы, игнимбриты, риолиты; 1,88 — лейкограниты, монцограниты, аркозы, алевролиты, пирокластика; 1,82 — лейкограниты	1,83 млрд лет — рудоконтролирующие фтор-граниты Мадейра		калишпат, альбит	*Трансвапорит*	фтор-граниты Мадейра
24	Буритирама — Buritirama (Сев. Бразилия, вост. часть провинции Каражас)	поздний карелий	а) **Mn**	запасы: Mn — 18 млн т (35,8 %)	родохрозит, кутнагорит $Ca(Mn,Mg,Fe)(CO_3)_2$, Mn-кальцит, Mn-доломит, Mn-диобсид, родонит	1,1 млрд лет	вмещающие: 2,1 млрд лет — кластические отложения; самые богатые руды контролируются надвигами внутри выветрелых кутнагоритовых мергелей			спессартин и альмандин, микроклин, тремолит, флогопит	*Эпиосадочное*	руды размещаются в кутнагоритовых мергелях
25	Итатая-Эспиньярос — Itataya-Espinharos (СВ Бразилии)	ранний карелий	а) **U** б) P	резервы: U_3O_8 – 122 тыс. т (0.03—0.2 %,), P — 13 млн т (37 %)	во фтор-апатите $(Ca_5(PO_4)_3F)$ Ca изоморфно замещается сначала TR, потом U	0,63 млрд лет — Итатая, 0,52—0,45 млрд лет — Эспиньярос	вмещающие: парагнейсы карелия; рудовмещающие — терригенно-карбонатные породы	щелочные изверженные породы		выщелачиван. кварца, брекчирован.; альбит, калишпат, микроклин	*Эпиосадочное*	U сопутствует P
26	Лагоа Реал — Lagoa Real (Бразилия, штат Бахия)	ранний карелий	а) **U**	запасы: U_3O_8 – 112 тыс. т	уранинит, урановая смолка, уранофан $Ca(UO_2)_2Si_2O_7 6H_2O$, торбернит $Cu(UO_2)_2(PO_4)_4 8—12H_2O$, титанит; нерудные: амфибол, пироксен	1,87 млрд лет; 0,6 млрд лет — вторичные урановые руды	вмещающие: AR-акитканий — гнейсы, амфиболиты; 1,87 млрд лет — альбититовые сиениты	1,75 гранитоиды Сао Тимотео	1,87 млрд лет — надвиг	альбит, гранат, биотит, амфибол, пироксен	*Эпиосадочное*	надвиг → альбититовые сиениты → урановые руды
27	Алегрия — Alegria (Бразилия, штат Минас Жерайс)	AR	а) **Fe** б) Mn	запасы: Fe — более 100 млрд т в итабиритах; самые богатые руды в молодых корах выветрива-ния — до 66 % Fe	гематит, спекулярит, магнетит, гидроокислы Fe; Fe руды трех типов: 1) итабириты выветрелые; 2) гематитовые твердые и уплотненные мягкие; 3) канга (железорудные фрагменты, сцементированные лимонитом)	2,4 млрд лет	2,6—2,1 — супергруппа Минас Жерайс — кварциты, филлиты, графитовые сланцы, доломиты, граувакки; рудовмещающая Итабира группа — кварциты, доломиты	граниты, гранодиориты, мафиты, ультрамафиты		хлорит, тальк, серицит, гранат, ставролит, андалузит, турмалин, кианит, амфибол	*Эпиосадочное*	гранат и турмалин

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
28	Мутун — Mutun (Боливия)-Урукум — Urukum (Бразилия)	ранний карелий	а) **Mn, Fe**	запасы: Mn — 600 млн т (20—45 %), Fe — 36 млрд т (58 %)	Mn-доломит, родохрозит, кутнагорит $CaFe^{2+}(CO_3)_2$, анкерит $Ca(Fe,Mg,Mn)(CO_3)_2$, BIF (гематит, гётит)	Fe — 1,73 млрд лет; Mn — 0,9 млрд лет	вмещающие: биотитовые граниты и гранодиориты			хлорит, доломит, серицит, эпидот, железистая яшма	*Эпиосадочное*	марганцевые метасоматиты
29	Боависта — Boavista (Бразилия, Минас Жерайс)	AR	а) **Be** б) Ta, Nb	запасы: BeO — 50 тыс. т (0,25 %), Ta_2O_5 — 60 тыс. т	берилл, колумбит, танталит	2,5 млрд лет	вмещающие: AR — гнейсы, амфиболиты, мраморы; рудовмещающие: лейкократовые граниты, прорывающие толщу филлитов				*Эпиосадочное*	Be и Nb в грейзеновых метасоматитах
					Азия							
30	Качканар — Kachkanar (Россия, Свердловская область)	R_{2-3}	а) **V** б) Ti, Fe	запасы: V_2O_5 – 5 млн т (0,14 %), TiO_2 – 46,8 млн т (1,36 %), Fe — 600 млн т (16,6 %)	титаномагнетит (0, 48 % V), ильменит; руды вкрапленные; нерудные: клинопироксен, оливин, роговая обманка, плагиоклаз	0,43 млрд лет	рудовмещающие: интрузивный массив Качканар сложен перидотитами, пироксенитами, амфиболитами и габбро	больше всего V в ультраосновных породах			*Эпимантийное*	рекордные запасы V (5 млн т)
31	Кемпирсай — Kempirsay (Сев. Казахстан)	R_{2-3}	а) **Cr**	запасы: Cr_2O_3 — 300 млн т (50,2 %)	хромит	0,40 млрд лет	вмещающие: R_3-PZ_1 – сланцы; рудовмещающие: S дуниты			серпентиниты	*Эпимантийное*	хромиты в серпентизированных S дунитах
32	Батистау — Batystau (Центральный Казахстан)	O-P	а) **Mo, W**	запасы: Mo — 150 тыс. т (0,07 %), WO_3 — 265 тыс. т (0,15 %)	вольфрамит, шеелит, молибденит штокверки, жилы	P_2	вмещающие: O-D — терригенные породы; внедрение интрузии в результате активизации привело к образованию системы рудных жил и штокверков	лейкограниты P_{2-} участвуют в рудогенезе		калишпат, флюорит, мусковит, хлорит, цеолит	*Трансвапорит*	Mo — 150 тыс. т
33	Верхнее Кайракты — Verhnekairaktinskoe (Центральный Казахстан)	O-P	а) **W** б) Mo, флюорит	запасы: WO_3 — 1,1 млн т (0,13 %), Mo — 75 тыс. т	шеелит, вольфрамит, молибденит (на нижних горизонтах), пирит, галенит; штокверк седловидной формы, руда до 1100 м	0,26—0,24 млрд лет	вмещающие: S_2 (лудлов) — сланцы, полимиктовые песчаники, карбонаты; D — вулканиты	S_2-D_2 - дайки гранодиорит-порфиров, риолиты; C_3-P_2 граниты		роговики, мраморы, хлорит, серицит, биотит, грейзены	*Трансвапорит*	WO_3 — 1,1 млн т
34	Караоба — Karaoba (Центральный Казахстан)	O-P	а) **Mo, W**	запасы: Mo — 140 тыс. т WO_3 — 400 тыс. т (0,25 %)	вольфрамит, молибденит жилы, штокверки	P_2	вмещающие: D_3 — красноцветные песчаники, конгломераты, известняки; C_1 — терригенно-карбонатные	граниты P_2		калишпат, грейзены, мусковит, микроклин, серицит	*Трансвапорит*	грейзенизация

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
35	Узун-Ташты — Usun-Tashty (Киргизия)	R_{2-3}	а) **Be**, сопут-ствует флюорит	запасы: BeO — 71 тыс. т (0,12 %), флюорит — 7,0 млн т (14,5 %)	берилл, фенакит Be_2SiO_4, Li слюда	0,39 млрд лет	вмещающие: R_{3-} терригенно-карбонатные; рудовмещающие: в скарнах везувиан содержит весь Be (0,5 %)	S граниты участвуют в рудогенезе		скарны, роговики, метасоматиты, мраморы, грейзены, альбит, флюорит	*Трансвапорит*	везувиановые скарны содержат весь Be
36	Алмалык — Almalyk (Узбекистан)	O-P	а) **Au, Cu**	запасы: Au — 5,4 тыс. т (0,34 г/т до 167 г/т), Cu — 45 млн т, (0,26 %)	малахит, хризоколла, халькозин, ковеллин, пирит, халькопирит, пирротин, молибденит; штокверки	0,31 млрд лет	вмещающие: O-S_1 — песчаники, глины, D_1 — фельзиты, D_2-C — терригенные, карбонатные с гипсом, ангидритом; рудовмещающие: фельзиты среди осадочных пород	0,39—0,32 млрд лет — диориты, монцониты	С3 разломы содержат руды	серицит, кварц	*Эпимантийное*	Au — 5,4 тыс. т, Cu — 45 млн т
37	Учкудук — Uchkuduk (Узбекистан) «три колодца»	MZ-KZ	а) **U**	запасы: U — 80 тыс. т; в основном песчаниковый тип, подземное выщелачивание	настуран, уранотолит, урановые черни, коффинит, кости; вторичные: уранофан, β-уранотин, отенит, тюямунит	современ.	2 этажа: 1. S_1 — сланцы; 2. K_2 — песчаники, конгломераты; в K_2 три горизонта, богатый -учкудукский	варисцийские граниты с дайками и жилами пегматитов в S_1 осадочной толще	инфильтрация в разломах создает вторичные руды в K_2 песчаниках		*Эпиосадочное*	современное подземное выщелачивание
38	Джижикрут — Dzhizhikrut (Таджикистан)	O-P	а) **Sb, Hg** б) As	запасы: Sb — 490 тыс. т, Hg — 50 тыс. т	антимонит, киноварь, реальгар (цемент брекчий)	P	вмещающие: S_1-D — известняки, доломиты, сланцы; рудовмещающие: D_2 брекчии по доломитизирован. известнякам под глинистым флюидоупором		D рудные брекчии в грабене под надвигом	брекчии: кварц-флюоритовые, доломит-кварц-карбонатные, окварцован.; серицитизация	*Эпиосадочное*	рудные брекчии в доломити-зированных известняках
39	Тагавлор — Tagavlor (Афганистан)	R_{2-3}	а) **Li** б) Ta	запасы: Li_2O — 1,5 млн т, Ta_2O_5 — 4,2 тыс. т	сподумен, лепидолит, петалит $LiAlSi_4O_4$, танталит, касситерит	30 млн лет	вмещающие: докембрийские сланцы, мраморы, амфиболиты, гранито-гнейсы; PZ_3-MZ — известняки, песчаники, алевролиты; рудовмещающие: пегматиты	контроль руд 300 пегматитовыми дайками		альбит, хлорит, кальцит, биотит, роговики	*Трансвапорит*	300 пегматитовых даек
40	Мехдиабад — Mehdiabad (Иран)	MZ-KZ	а) **Zn, Pb, Ag**	запасы: Zn — 16,5 млн т (4,2 %), Pb — 6 млн т (1,6 %), Ag — 14,2 тыс. т (36 г/т)	галенит, сфалерит; карбонаты и силикаты Zn: смитсонит $ZnCO_3$, гидроцинкит $Zn_5(CO_3)_2(OH)_2$, гемиморфит $Zn_4Si_2O7(OH)_2H_2O$	0,14 млрд лет	вмещающие: K_{1-} черные сланцы, доломиты, известняки, песчано-глинистые	J граниты	контроль руд разломами		*Трансвапорит*	карбонаты и силикаты Zn

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
41	Гурайя — Gouraya (Саудовская Аравия)	R_{2-3}	а) **Ta, Zr** б) Nb, TR, Y	запасы: Ta_2O_5 — 94 тыс. т (245 г/т), ZrO_2 — 3,42 млн т (0,89 %), Nb_2O_5 — 1,08 млн т (0,28 %)	танталит, микролит $NaCaTa_2O_6F$, колумбит, кр/з циркон; редкоземельн.: бастнезит, монацит; радиоактивные: уранинит, торит	0,58 млрд лет	рудовмещающие: 0,61—0,53 млрд лет — в рифейской осадочно-вулканогенной толще щелочные граниты, пегматиты; вкрапленные руды в штоке щелочных гранитов	щелочные граниты		щелочной метасоматоз	*Трансвапорит*	вкрапленные руды в штоке щелочных гранитов
42	Олимпиада — Olimpiada (Россия, Енисейский кряж)	R_{2-3}	а) **Au** б) Sb, As	запасы: Au — 650 т (4,5 г/т)	пирротин, арсенопирит, стибнит, аурostибнит, пирит; оруденение: игольчатое, вкрапленно-прожилковое	0,75 млрд лет	рудовмещающие: R_{1-2} — черные сланцы, карбонатно-терригенные породы			кварц, мусковит, флюорит, карбонаты	*Эпимантийное*	руды в черносланцевой Кординской свите R_{1-2}
43	Горевское — Gorevskoye (Россия, Енисейский кряж)	R_{2-3}	а) **Pb, Zn** б) Ag, Cd, Fe	запасы: Pb — 7,9 млн т (7,1 %), Zn — 1,5 млн т (1,4 %), Ag — 6,4 тыс. т (51 г/т), Cd — 5,7 тыс. т (47 г/т)	галенит, сфалерит, пирротин, пирит, сидерит	0,8 млрд лет	рудовмещающие: R_3 — черные сланцы, доломитизирован. известняки и кварц-карбонатные брекчии и скарны	дайки долеритов в фундаменте и в брекчиевой рудоносной толще	в трещинах кальцит, арагонит, хлорит в ассоциации с сульфидами		*Эпиосадочное*	не совсем обычные соотношения металлов (Ag-Fe-Cd)
44	Улуг-Танзек — Ulug-Tanzek (Россия, Республика Тува)	R_{2-3}	а) **Nb** б) Ta, Li, TR	запасы: Nb_2O_5 — 1 млн т, Ta_2O_5 — 118 тыс. т, Li_2O — 708 тыс. т, TR — 512 тыс. т	колумбит, танталит, лепидолит, пирохлор	0,30 млрд лет	вмещающие: докембрийский мрамор; рудовмещающие: штокообразные тела кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (слюдиты)	слюдиты развиваются по щелочным гранитам		мусковит, альбит, микроклин, карбонаты, флюорит	*Трансвапорит*	рудовмещающие слюдиты по щелочным гранитам
45	Зашихинское — Zashikhinskoe (Россия, Иркутская область)	R_{2-3}	а) **Nb, Ta**	запасы: Nb_2O_5 — 690 тыс. т (0,20 %), Ta_2O_5 — 48 тыс. т (0,02 %)	колумбит, танталит, лепидолит, пирохлор	0,26 млрд лет	вмещающие: докембрийские гнейсы и сланцы, S-D осадочные породы; рудовмещающие: альбититы по щелочным гранитам	щелочные граниты	Главный Вост. Саянский разлом	альбититы, роговики	*Трансвапорит*	рудоносные альбититы по щелочным гранитам
46	Кекетуохай — Keketuohai (Китай, Центр Китайского Алтая)	O-P	а) **Be** б) Li	запасы: BeO — 62 тыс. т (0,05 %), Li_2O — 100 тыс. т (0,98 %)	берилл, хризоберилл, фенакит, сподумен, лепидолит, танталит; в Кекетуохай пегматитовом поле (228 км^2) 2,1 тыс. пегматитов из 100 тыс. пегматитов Китайского Алтая	0,21 млрд лет	вмещающие: O_3-C_2 вулканогенно-осадочные, терригенные метаморфизованные породы; рудовмещающие: пегматитовые дайки	D габбро и P биотитовые граниты предшествуют рудам	C3 разломы вмещают оруденение	альбит, микроклин, мусковит, лепидолит, турмалин, кварц	*Трансвапорит*	2,1 тыс. пегматитов из 100 тыс. пегматитов Китайского Алтая
47	Холоднинское — Kholodninskoe (Россия, Республика Бурятия)	синий-V-кембрий	а) **Zn, Pb** б) Ag	запасы: Zn — 22,4 млн т, Pb — 3,6 млн т, Ag — 4,2 тыс. т	сфалерит, галенит, пирит, пирротин, халькопирит, блеклые руды, цинковая шпинель (ганит), арсенопирит	0,75 млрд лет	рудовмещающие: 0,86 млрд лет — кварциты, хлоритоидные сланцы, черные сланцы, карбонаты, базальты и риолиты	силлы габбро-диабазов и серпентинитов	руды в зонах брекчирования в черных сланцах	кварц, кальцит, мусковит, дистен, амфибол, турмалин, гранат, биотит	*Эпиосадочное*	рудоконтро-лирующие CB разломы: Авкитский, Тыйский и Центральный

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
48	Удокан — Udokan (Россия, СЗ Алданского щита, Удоканская впадина)	поздний карелий	а) **Cu** б) Ag	запасы: Cu — 20 млн т (1,45 %), Ag — 12 тыс. т (9 г/т)	халькозин, борнит, халькопирит	2,0 млрд лет	рудовмещающие: карелий-акитканий — метаморфизован. медистые песчаники и сланцы; рудные тела (около 60) в виде линзовидной, лентообразной формы, основной рудный (Cu) элипсоид 30 км^2 до глубины 1200 м	дайки габбро-диабазов			*Эпиосадочное*	65 % Cu в халькозине (одновалентная медь)
49	Нежданинское — Nezhaninskoye (Россия, СВ Якутии)	O-P	а) **Au** б) Ag, Sb, As	запасы: Au — 880 т (5,1 г/т), Ag — 4,0 тыс. т (28,5 г/т)	арсенопирит, стибнит Sb_2S_3	0,10 млрд лет	вмещающие: терригенные и вулканогенные; рудовмещающие: P_{1-2} — черные сланцы и песчаники	граниты, дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров	руды в зонах дробления 4-х систем разломов		*Эпимантийное*	арсенопирит и стибнит
50	Дукат — Dukat (Россия, Магаданская область)	MZ-KZ	а) **Ag**	запасы: Ag — 17 тыс. т (500 г/т)	акантит, аргентит, пираргирит; богатые руды жильно-штокверковые	74 млн лет	рудовмещающие: K_1 апт — риолиты, риодациты и их игнимбриты, фельзиты		руды в круто-падающих зонах дробления	много вторичных Mn минералов: родонит $Mn_5[Si_5O_{15}]$, родохрозит $MnCO_3$, гельвин Mn_4S, Mn гранаты	*Эпиосадочное*	среди вторичных много Mn минералов
51	Пыркакайские штокверки, рядом Иультинское м-ние (Россия, Чукотский автономный округ — ЧАО)	MZ-KZ	а) **Sn**	запасы: Sn — 350 тыс. т	касситерит, станнин, вольфрамит, пирит, арсенопирит; вкрапленности касситерита достигают 15—20 мм	80 млн лет	вмещающие: T — глинистые сланцы, мраморизованные известняки, песчаники; рудовмещающие: штоки, в т.ч. Иультинский, и дайки синхронных оруденению мусковитовых и биотитовых порфировидных K_2 лейкократовых гранитов	штоки и дайки лейкократовых гранитов		турмалин, топаз, флюорит	*Трансвапорит*	K_2 лейкократовые граниты Иультинского штока участвуют в рудогенезе
52	Вознесенское — Voznesenskoe (Россия, Хорольский район, Приморье)	синий-V-кембрий	а) **Be,** сопут-ствует флюорит	запасы: BeO — 20 тыс т (0,18 %), флюорит — 134 млн т (32 %)	берилл, бертрандит, фенакит, хризоберилл, флюорит	0,49 млрд лет	вмещающие: раннекембрийские черные сланцы, углеродистые известняки и доломиты; рудовмещающие: грейзены, скарны, брекчии, углеродистые карбонатные породы	Li-F граниты (0,49 млрд лет)	Главный Вознесенский разлом	грейзены, мусковит, флюорит, альбит, литиевая слюда, везувиан, гранат, волластонит	*Трансвапорит*	добыча флюорита (Be не добывается)
53	Берзе — Berze (Китай, Внутренняя Монголия)	синий-V-кембрий	а) **Zr, Nb** б) TR, Be	резервы: ZrO_2 — 3,7 млн т (2,73 %), Nb_2O_5 — 300 тыс. т (0,24 %), TR — 1 млн т (0,57 %), BeO — 48,5 тыс. т (0,05 %)	циркон, колумбит, гадолинит (Ce, La, Nd, Y)$_2$ Fe $Be_2Si_2O_{10}$, бастнезит, эльпидит Na_2Zr_4 + $Si_6O_{15}\cdot 3H_2O$, эвксенит, эшинит, монацит, рутил	0,12 млрд лет TR моложе Zr	материнские: терригенные породы синия с несколькими прослоями черных сланцев; вмещающие: J_3-K_1 — фельзиты, риолиты, граниты; рудовмещающие: K_1 — щелочные граниты	K_1 щелочные граниты	руды в СВ разломах	альбит, мусковит, гематит, кварц, эгирин, флюорит, кальцит, микроклин, хлорит	*Трансвапорит*	классика редкометального оруденения Китая: Zr-Nb-TR-Be

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
54	Дахейшан — Daheishan (СВ Китай)	синий-V-кембрий	а) **Mo**	резервы: Mo — 1,87 млн т (0,07 %) (всего в Китае — половина мировых запасов Mo)	молибденит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, сфен, циркон	0,17 млрд лет	вмещающие: PZ_{1-} пески, сланцы, MZ — туфобрекчии, дациты, риолиты и их туфы, андезиты, ультрамафиты; рудовмещающие: J интрузии гранит-порфиров и биотитовых гранодиоритов	штоки монцогранитов и биотитовые гранодиориты (0,18 млрд лет)		калишпат, плагиоклаз, серицит, хлорит, эпидот, биотит, каолинит, монтморил лонит	*Трансвапорит*	Mo — 1,87 млн т
55	Янжиазанжи — Yangjiazangzhi (платформа Янцзы, Китай)	синий-V-кембрий	а) **Mo, W** б) Pb, Zn, Ag	запасы: Mo — 600 тыс. т (0,14 %), W — 800 тыс. т	молибденит, есть сульфиды Fe, Cu	0,19 млрд лет	рудовмещающие: гранат-пироксеновые скарны на контакте J гранитов с известняками €-O				*Эпиосадоч.*	оригинальные рудоносные скарны
56	Комдок- Komdok (Сев. Корея)	акитканий – R_1	а) **Zn** б) Pb с примесью Ag	запасы: Zn — 32 млн т (4,2 %), Pb — 8 млн т (0,9 %), Ag — 4 тыс. т (18 г/т)	сфалерит, галенит, пирит	1,6 млрд лет	вмещающие: 2,0—1,7 млрд лет — гнейсы, доломиты; рудовмещающие: кремнистые, известковистые и доломитовые слюдистые сланцы с прослоями амфиболитов и турмалин-содержащих пород с линзами сульфидов	интрузии 1,9—1,2 млрд лет — дайки, штоки щелочных гранитов		доломит (увеличивает пустотное пространство); турмалин (предшествует рудогенезу); амфибол	*Трансвапорит*	Zn — 32 млн т
57	Дзинчуан — Jinchuan (Китай, провинция Ганьсу)	синий-V-кембрий	а) **Ni** б) PGE, Cu, Co, Au	запасы: Ni — 6 млн т (1,2 %), PGE — 290 т, Cu — 3,5 млн т (0,7 %), Co — 170 тыс. т (0,03 %), Au — 75 т	пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, макинавит $(Fe,Ni)_9S_8$, пирит, хромит, магнетит	0,83 млрд лет	вмещающие: метаосадочные породы синия; 0,83 млрд лет — рудовмещающие лерцолитовые интрузии (40—85 % оливина), в т.ч. силлы			лерцолиты, в которых оливин замещается: амфиболом, серпентином, тальком, флогопитом, актинолитом	*Трансвапорит*	руды в основном приурочены к интрузиям лерцолитов, в т.ч. силлам
58	Зюкси — Zuxi (ЮВ Китай, провинция Цзянси)	синий-V-кембрий	а) **W**	запасы: WO_3 — 19 тыс. т (0,54 %)	шеелит, вольфрамит, халькопирит	0,15 млрд лет	вмещающие: синийские филлиты и сланцы; рудовмещающие: C-P — известняки, доломиты, скарны	ср/з граниты, гранит-порфиры	надвиги	грейзены, серицит	*Трансвапорит*	грейзенизация приводит к замещению вольфрамита шеелитом
59	Вокси — Woksi (Китай, провинция Хунань)	синий-V-кембрий	а) **Sb** б) W, Au	запасы: Sb — 220 тыс. т (2,8 %), W — 25 тыс. т (0,3 %), Au — 50 т (9,8 г/т)	стибнит, шеелит, сфалерит, кубанит, пирит, зинкенит $Pb_6Sb_{14}S_{27}$	0,14 млрд лет	вмещающие: 0,85 млрд лет (синий) — песчаники, сланцы; рудовмещающие: серицитовые сланцы с прослоями кварцевых песчаников, конгломератов и доломитов	гранитоиды синия, венда, фанерозоя	разлом Вокси рудоконтроли-рующий	серицит	*Трансвапорит*	стибнит, шеелит, Au

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
60	Шанфан — Shanfang (ЮВ Китай)	синий-V-кембрий	а) **W** б) Mo	запасы: W — 66,5 тыс. т (0,23 %)	шеелит, пирротин, пирит, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит	0,16 млрд лет	вмещающие: 1,9—1,86 млрд лет — формация Дайешан — силлиманит-гранат-кианитовые сланцы, м/з лейкограниты в амфиболитах; рудовмещающие: жилы, прожилки и рассеянные руды в амфиболитах	J рудоносные граниты		гранат, амфибол, кианит, силлиманит, актинолит, хлорит, серицит, кварц, карбонаты, флюорит	*Трансвапорит*	J руды, связанные с гранитами, в акитканских сланцах и амфиболитах
61	Лианоушан — Lianuoshan (провинция Гуандон, ЮВ Китай)	акитканий-R_1	а) **W**	резервы: WO_3 — 400 тыс. т (1,0 %); порфировые руды	шеелит	0,14 млрд лет	вмещающие: 1,4—1,1 млрд лет — вулканогенно-осадочные; рудовмещающие: T_3 — серицитизированные песчаники, риолит-порфировые туфы, вулканические брекчии	руды связаны с кварцевыми порфирами и гранит-порфирами		серицит, калишпат, грейзены	*Трансвапорит*	богатейшие порфировые руды W
62	Дадонгла — Dadongla (Китай, провинция Гежу)	синий-V-кембрий	а) **Zn, Pb** сфалерит обогащен Cd, Fe, Ge, Hg	запасы: Zn — 8 млн т, Pb — 4 млн т	сфалерит, пирит, галенит; супергенные рудные минералы: смитсонит, гемиморфит $ZnSi_2O_7(OH)_2$ $2H_2O$, гидроцинкит $Zn_5(CO_3)2(OH)_6$; битумы, барит	0,45 млрд лет	вмещающие: докембрийский фундамент- вулканиты, туфы, алевролиты; рудовмещающие: €$_1$-O — карбонатные породы, €$_2$ — черные сланцы			доломит, кальцит	*Трансвапорит*	все руды Zn и Pb в карбонатных породах €$_1$-O
63	Яогансянь — Yaogangxian (провинция Нанлинь, ЮВ Китай)	синий-V-кембрий	а) **W**	резервы: WO_3 — 500 тыс. т, в т.ч. кварцево-жильные (более 200 жил) — 200 тыс. т, скарновые — 300 тыс. т	вольфрамит, молибденит, арсенопирит, касситерит, халькопирит, пирит, борнит, висмутинит	0,16 млрд лет	вмещающие: синий-кембрий -метапесчаники, D-T_1 — известняки, сланцы, T_3-Tr — песчаники; рудовмещающие: грейзены, скарны, кварцевые жилы — чередуются; W и Sn — на контакте гранитов Яогансянь с D-P осадочными породами	граниты Яогансянь (0,17 млрд лет)		пироксен, амфибол, флогопит	*Трансвапорит*	WO_3 — 500 тыс. т
64	Дайшань — Dayishan (провинция Нанлинь, ЮВ Китай); рудное поле из семи месторождений	синий-V-кембрий	а) **Sn, W, Mo**	резервы: Sn+W+Mo — 240 тыс. т	вольфрамит, шеелит, касситерит, арсенопирит, халькопирит, пирит, сфалерит, молибденит	0,16 млрд лет	вмещающие: синий-кембрий — песчаники, D-P — карбонатные породы; рудовмещающие: грейзены-скарны-кварцевые жилы, порфировый тип руд	T-J Дайшань гранитный плутон	пересечение С3 и В3 разломов	грейзены, скарны, турмалин, альбит, хлорит, серицит, топаз	*Трансвапорит*	T-J Дайшань гранитный плутон

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
65	Синлуокен — Sinluoken (провинция Фуджиан, ЮВ Китай)	синий-V-кембрий	а) **W** б) Mo	запасы: WO_3 — 304 тыс. т (0,23 %)	шеелит, вольфрамит	0,15 млрд лет	вмещающие: метаморфизован. породы синия; рудовмещающие: 0,15 млрд лет — W штокверки связаны со штоком биотитовых гранитов	шток биотитовых гранитов		кварц, калишпат	*Трансвапорит*	W штокверки
66	Дачан — Dachang (Китай, Катазия)	O-P	а) **Sn** б) Zn, Pb, Sb, Ag, Cu	запасы: Sn — 1,5 млн т, Zn — 6,8 млн т, Pb — 1,8 млн т, Sb — 1,4 млн т, Ag — 22 тыс. т (200 г/т)	касситерит, сфалерит, галенит, стибнит, пирит, пирротин; штокверки	93 млн лет	рудовмещающие: D-T — известняки, черные сланцы, кремнистые сланцы	биотитовые граниты и дайки гранит-порфиров	руды тяготеют к разлому Дачан		*Трансвапорит*	минералы руд полиметального м-ния: касситерит, сфалерит и стибнит
67	район Гежу — Gezhu (Китай, Катазия); включает 5 полиметальных м-ний: Малаге, Соншуяо, Гаосон, Лаочан, Кафон	O-P	а) **Sn** б) W, Cu, Zn, Pb, Bi, Ag	запасы: Sn — 1,4 млн т (в том числе 0, 5 млн т уже добыто)	касситерит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, висмутин Bi_2S_3, галенит, сфалерит; 4 стадии минерализации: дорудные 1. скарны, 2. грейзены; рудные 3. $SnO_2 \rightarrow FeS \rightarrow ZnS \rightarrow PbS$, 4. $SnO_2 \rightarrow$ турмалин $\rightarrow$ кварц	84 млн лет	вмещающие: от € до KZ: песчаники, сланцы, карбонаты, базальты; рудовмещающие: T_{2-}доломиты и известняки	гранитный батолит Гежу (86—80 млн лет); габбро, нефелиновые сиениты, ще-лочные граниты	руды в ССВ разломах	в скарнах: актинолит, хлорит, эпидот, флогопит; в карбонатах: калишпат, турмалин, флюорит, кварц, хлорит	*Трансвапорит*	участие в рудогенезе гранитного батолита Гежу
68	Дулон — Dulong (Ю. Китай)	O-P	а) **Sn, Zn** б) In	Sn — 400 тыс. т, Zn — 5 млн т, In — 7 тыс. т	касситерит, сфалерит, магнетит	93—76 млн лет	вмещающие: сочетание очень древних (2,5—1,6 млрд лет) и молодых осадочных пород (до D)	93—86 млн лет – Лаоуншанские граниты и порфировые дайки	руды в Магуан и Дулон разломах		*Трансвапорит*	сочетание очень древних и молодых осадочных вмещающих пород
69	Колар — Kolar (Ю. Индия, штат Карнатака)	AR	а) **Au**	запасы: Au — 900 т	теллуриды, сульфиды, шеелит	2,6 млрд лет	рудовмещающие: амфиболиты, BIF и черные сланцы			хлорит, эпидот, биотит, диопсид, гранат, турмалин, полевой шпат, кальцит	*Эпимантийное*	одно из самых знаменитых Au месторождений
70	Багио — Baguio (Филиппины)	дисгармония	а) **Au** б) Ag, Cu	запасы: Au — 1700 т, Ag — 900 т	$AuTe_2$, пирит, халькопирит, сфалерит; брекчии, жилы и прожилки	4,5—0,6 млн лет	вмещающие: базальты и андезиты плиоцена; рудовмещающие: габбро-диориты; Q — флюидоупор	20 млн лет батолит гранодиоритов	рудоконтролирующий Главный Филиппинский разлом		*Эпимантийное порфировое*	Au — 4,5—0,6 млн лет

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
71	Манкайян — Mankayan (Филиппины)	дисгармония	а) **Au** б) Ag, Cu	ресурсы: Au — 1200 т, Cu — 6 млн т, Ag — 360 т добыча с 14 века	$AuTe_2$, борнит, халькопирит, энаргит, пирит, теннантит, лузонит Cu_3AsS_4, сфалерит, галенит	3,5—1,2 млн лет	вмещающие: KZ — вулканиты и вулканокласты; рудные брекчии	KZ — малые интрузии андезитов, дацитов и тоналитов	в разломах Абра Ривер и Лепарто 70 % руды в брекчиях	серицит, иллит, хлорит, эпидот, кварц, каолинит	*Эпимантийное порфировое*	70 % руды в брекчиях
72	Кинта Валли — Kinta Valley (Малайзия)	O-P	а) **Sn**	с 1876 по 1950 гг. добыто 2 млн т сульфидно-касситеритовых руд	касситерит, пирит, арсенопирит	0,23—0,19 млрд лет; молодые россыпи (до 2,5 млн лет)	вмещающие: $D\text{-}T_3$ — осадочные породы; сульфидно-касситеритовые руды в гранитах (0,25—0,18 млрд лет), руды богаче в батолите и в карстовых известняках			турмалин	*Трансвапорит*	до 1950 г. добыто 2 млн. т сульфидно-касситеритовых руд
73	Грасберг — Grasberg (Индонезия)	дисгармония	а) **Au, Cu** б) Ag, Mo	запасы: Au — 3900 т, Cu — 80 млн т	халькопирит, борнит, пирит; массивные тела, прожилки, скарны с сульфидами толщиной 100 м	3,2—2,7 млн лет	руды в разломах внутри третичных известняков			в скарнах: гранат, диопсид, кальцит, ангидрит, форстерит, тальк, флогопит, хлорит, эпидот, серпентин	*Эпимантийное*	разнообразие рудоносных скарнов, связанных с мафит-ультрамафитами в известняках
74	Ладолам — Ladolam (Папуа Новая Гвинея)	дисгармония	а) **Au**	запасы: Au — 1310 т (3 г/т) площадь около 3 км^2	пирит, арсенопирит, халькопирит, стибнит, $AuTe_2$; массивное молодое Au в зоне сульфидизации и брекчирования	1,0 млн лет	возраст вмещающих мафитовых вулканитов и вулканокластитов и их даек 3,7—3,2 млн лет; самые богатые — Ладолам брекчиевые руды; глинистый флюидоупор			синрудный K-Ba метасоматоз: калишпат (1,3—0,9 млн лет), биотит (0,9—0,3 млн лет), адуляр $BaAl_2Si_2O_8$ — (0,6—0.5 млн лет), алунит $KaAl_3(SO_4)_2(OH)_6$ (0,4—0,3 млн лет); глинизация (0,15—0,015 млн лет)	*Эпимантийное*	синрудный K-Ba метасоматоз
Еврамерика												
75	Говардс Пасс — Howards Pass (Канада, Юкон)	O-P	а) **Zn, Pb, Ag**	ресурсы: Zn — 24 млн т (5 %), Pb — 9,6 млн т (2 %), Ag — 4,3 тыс. т (9 г/т)	сфалерит, галенит, пирит, рассеянные Ag, Cu	0,44 млрд лет	вмещающие: $O_2\text{-}S_1$ –доломитизирован. известняки и их брекчии; глинистые, кремнистые и карбонат-ные породы, материн-ские черные сланцы			доломитизац., выщелачиван., брекчирование	*Эпиосадочное*	*«цинковый коридор» 35 км*
76	Кварц Хилл — Quartz Hill (США, ЮВ Аляска)	MZ-KZ	а) **Mo** б) B, Pb, Sn, Li	запасы: Mo — 800 тыс. т (0,219 % MoS_2); ресурсы: Mo — 1,8 млн т (0,136 % MoS_2)	шеелит, молибденит	33—5 млн лет	руды контролируются кварц-монцонитовым батолитом; м-ние порфировое, типа штокверка	кварц-монцонитовый батолит Прибрежного Хребта		кварц, калишпат, биотит, мусковит, хлорит цеолит	*Эпиосадочное*	Mo руды контролируются батолитом Прибрежного Хребта

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
77	Маунт Тейлор — Mount Tayler (США, штат Нью Мексико)	MZ-KZ	а) **U** б) Mo	запасы: U — 90 тыс. т (0,14 %)	уранинит, молибденит, пирит, сидерит, гетит; рудные тела — роллы	вторичные U руды < 0,10 млрд лет	вмещающие: J_3 черные сланцы формации Моррисон в урановом поясе Грант; руды внутри гр-ср/з аркозовых песчаников			монтморил лонит, каолинит, хлорит	*Эпиосадочное*	форма рудных тел — роллы
78	Кур д· Ален — Coeur D· Alene (США, штат Айдахо)	акитканий-R_1	а) **Ag, Pb, Zn**	запасы: Ag — 35,6 тыс. т, Pb — 7,4 млн т, Zn — 2,9 млн т	галенит, железистый сфалерит, пирит, стибнит, арсенопирит	88—75 млн лет	вмещающие: раннерифейские терригенно-карбонатные породы (супергруппа Белт, формация Причард)			кварц, карбонаты, барит, сульфаты	*Эпиосадочное Типа Долины Миссисипи*	Ag, в основном, в K_2 галечнике
79	Уобуш — Wabush (Канада, п-в Лабрадор)	ранний карелий	а) **Fe**	запасы: Fe руды — 21 млрд т (30—40 % Fe)	спекулярит Fe_2O_3 (железистая слюдка), гематит, магнетит, гетит, грюнерит (амфибол $Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2$)	1,88 млрд лет	железистые кварциты в вулканогенно-осадочных породах			амфибол, лабрадорит	*Эпиосадочное*	ассоциация спекулярита, грюнерита и лабрадорита
80	Магпай — Magpay (Канада, Квебек)	AR	а) **Ti** б) V, Fe	запасы: TiO_2 — 30 млн т, V — 180 тыс. т, Fe — 122 млн т	гемоильменит, рутил, титаномагнетит	2,8 млрд лет	вмещающие: 2,8 млрд лет анортозиты внутри гранитов и гнейсов			биотит, хлорит	*Эпиосадочн.*	анортозиты внутри гранитов и гнейсов
81	Лак Тио — Lac Tio (Канада, Квебек)	поздний карелий	а) **Ti** б) V, Fe	запасы: TiO_2 — 29 млн т V — >1 млн т	гемоильменит, рутил, титаномагнетит	1,06 млрд лет	вмещающие: 1,96—1,84 млрд лет — габбро, анортозит лабрадоритовый в гнейсово-сланцевой толще				*Эпиосадочное*	знаменитое месторождение Ti
82	Хемло — Hemlo (Канада, Онтарио), Абитиби	AR	а**) Au**	запасы: Au — 650 т (8 г/т)	ауристибнит, калаверит, реальгар, киноварь, антимонит, анкерит	2,5 млрд лет	2,8—2,6 млрд лет вулканогенно-осадочные			серицит, биотит	*Эпиментайное*	Au в сильно раздробленных кварцевых жилах и брекчиях
83	Хоумстейк — Homestake (США, Южная Дакота)	ранний карелий	а) **Au**	запасы: Au — 1320 т	сидероплезит (Fe, Mg, Mn) CO_3, анкерит, арсенопирит, пирротин, сидерит, грюнерит	2,5—2,0 млрд лет	входит в зеленокаменный пояс Абитиби	1,7 млрд лет дайки и силлы габбро		гранат, хлорит, биотит, амфибол, куммингтонит, карбонаты	*Эпиментайное*	входит в зеленокаменный пояс Абитиби
84	Брунсвик — Brunswick (Канада, Аппалачи)	O-P	а) **Zn, Pb, Ag** б) Cu, Au	запасы: Zn — 14.2 млн т, Pb — 5.7 млн т, Ag — 15,9 тыс. т Cu — 0.78 млн т, Au — 150 т	сфалерит, сидерит, магнетит, гематит, пирит, пирротин; массивные руды в штокверке	0,47 млрд лет	рудовмещающие: O_{1-2} — фельзиты, риодациты, пирокласты; O_3-S_1 — флюидоупор — базальты, кремнистые породы	участие в рудо-генезе основных и кислых вулка-нитов O-S			*Эпиосадочное*	богатые руды Zn и Ag

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
85	Букингем — Buckingham (США, штат Невада)	O-P	а) **Mo**	запасы: Mo — 600 тыс. т	молибденит	99—92 млн лет	рудовмещающие: $€_3$-P — известняки и терригенные породы	7 гранитных штоков — 86 млн. лет	надвиги разбиты вертикальн. разломами	биотитовые роговики, брекчии	*Эпиосадочн.* порфировое	порфировое Mo месторождение в роговиках
86	Спор Маунтин — Spor Mountain (США, Юта, Бериллиевый олигоценовый пояс Западной Юты)	O-P	а) **Be** б) U	запасы: Be — 15 тыс. т в бертрандитовых рудах; 3 млн т руды с содержанием 0,2 % Be из нескольких карьеров	бертрандит $Be_4Si_2O_7(OH)_2$, бета-уранофан	21—6 млн лет	вмещающие: O-D — карбонаты, сланцы и туфы; рудоносные туфы (толщина 1600 м) пористые и содержат обломки карбонатов; 42 млн. лет — брекчиевые трубки с Cu, Mn, Au; риолиты флюидоупора < 5 млн лет	K_2-KZ риолиты, кварц-латиты, риодациты	руды Be в разломах	глины, полевые шпаты и карбонаты замещаются флюоритом, халцедоном и окислами Mn; монтморил лонит с Li; во флюорите микроскопич. бертрандит	*Эпиосадочное*	бертрандит и бета-уранофан
87	Три Стейт — Tri State (США, на территории трех штатов: Миссури, Канзас, Оклахома)	O-P	а) **Zn** б) Pb, Cu	запасы: Zn — 20 млн т, Pb — 5 млн т	сфалерит, галенит, барит, халькопирит, пирит, марказит; руды массивные	0,32 млрд лет	вмещающие: O-P — терригенно-карбонатная толща, несогласно залегающая на докембрийских гранитах; рудовмещающие: D-Пенсильваний — доломитизирован. органогенно-обломочные известняки, доломиты, а также терригенные, в основном, сланцы, в т. ч. кремнистые		руды заполняют каверны и зоны брекчирования		*Эпиосадочное Типа Долины Миссисипи*	руды в кавернах и зонах брекчирования доломитизи-рованных органогенно-обломочных известняков
88	Маунтин Пасс — Mountain Pass (США, Калифорния)	поздний карелий	а) **TR**	резервы: TR -5 млн т	бастнезит, паризит, монацит, сахамалит $Ce_2Mg(CO_3)_4$, алланит $(TR, Ca)_2(Al, Fe)_3[Si_2O_7][SiO_4]O[O,OH]$; барит, магнетит	1,4 млрд лет	вмещающие: 2,3—2,0 млрд лет -щелочные изверженные породы; рудовмещающие: 1,4 млрд лет — карбонатиты	карбонатитовый шток в сиенит-шонкинитовом массиве		тальк, хлорит, флогопит	*Трансвапорит*	основное оруденение связано с карбонатитовым штоком
89	Саффорд — Safford (США, штат Аризона)	MZ-KZ	а) **Cu, Au, Mo**	запасы: Cu — 32 млн т (0,44 %), Au — 1200 т (0,17г/т), Mo — 290 тыс. т	борнит Cu_5FeS_4, халькозин Cu_2S, халькантит $CuSO_4 5H_2O$, брошантит $Cu_4SO_4(OH)_6$, халькопирит, пирит, молибденит, магнетит, $AuTe_2$	57 млн лет	вмещающие: K_2 — базальтовые андезиты с прослоями осадочных пород и с ксенолитами докембрийских сланцев, гранитов и гнейсов (73—67 млн лет); рудовмещающие: палеоцен — штоки, порфиритовые дайки, брекчиевые трубки		руды в BCB разломах	калишпат, серицит, биотит, хлорит, эпидот, цеолиты	*Трансвапорит*	редкая ассоциация минералов Cu: халькозин — брошантит — борнит

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
90	Амброзия Лейк — Ambrosia Lake (США, штат Нью-Мексико)	MZ-KZ	а) **U**	запасы: U — 122 тыс. т (0,2 % U_3O_8)	настуран, коффинит, роскоэлит («ванадиевый мусковит»); тип руд — роллы	65 млн лет	вмещающие: осадочные породы P_2-MZ: песчаники, глины, черные сланцы во впадине Сан Хуан; рудовмещающая: J_3 песчаная формация Моррисон			выщелачиван., каолинизация	*Эпиосадочное*	руды в роллах формации Моррисон
91	Кананея — Cananea (штат Сонора, Мексика)	MZ-KZ	а) **Cu, Mo**	запасы: Cu — 30 млн т (0,42 %), Mo — 570 тыс. т (0,01 %)	борнит, халькозин, дигенит, молибденит, тетраэдрит Cu_3SbS_4	61 млн лет	вмещающие: MZ — вулканогенно-осадочные, много карбонатных пород	штоки порфиров		серицит, кварц, гранат	*Эпиосадочн.*	до 80 % Cu в руде
92	Кингз Маунтин — King's Mountain (США, Сев. и Юж. Каролина)	R_{2-3}	а) **Li** б) Be, Sn	запасы: Li_2O — 12,2 млн т (1,47 %), BeO — 120 тыс. т (0,05 %)	сподумен, амблигонит (ценная литиевая руда), бертрандит, касситерит	0,35 млрд лет	вмещающие: R_3-синий — конгломераты, туфы, филлиты, гнейсы, андалузит-силлиманитовые сланцы; рудовмещающие: оловянно-сподуменовый пегматитовый пояс — один из самых больших поясов в мире (960×120 м)	0,35 млрд лет гранитоидный батолит Черривилл; альбит-сподуменовые пегматиты		мусковит, турмалин, гранат, альбит	*Трансвапорит*	несколько сот оловянно-сподуменовых пегматитовых тел
93	Гуана Цеви — Guana Zevi (Мексика, штат Дюранго)	MZ-KZ	а) **Ag**	запасы: Ag — 17 тыс. т	аргентит, акантит, полибазит $(Ag, Cu)_{16}Sb_2S_{11}$, пираргирит $(Ag^{I}_3Sb^{III})S_3$	24 млн лет	вмещающие: MZ-KZ — конгломераты, песчаники	вулканиты группы Гуанахуато (риолиты и андезиты)		хлорит, каолинит	*Эпимантийное*	4 минерала серебра: аргентит, акантит, полибазит, пираргирит
94	Сан Димас — San Dimas (Мексика, штат Дюранго)	MZ-KZ	а) **Ag** б) Au	запасы: Ag — 129 тыс. т, Au — 341 т	акантит, аргентит, электрум	33 млн лет	рудовмещающие: эоценовые туфы и агломераты, перекрытые вулканитами (31—29 млн лет — игнимбриты, 24—20 млн лет — базальты)	кварц-монцониты, андезиты (эоцен); батолит Пиакстла		хлорит, альбит	*Эпимантийное*	49—44 млн лет — батолит Пиакстла, Ag — 129 тыс. т
95	Пачука — Pachuca (Мексика, штат Идальго)	MZ-KZ	а) **Ag** б) Au	ресурсы: Ag — 89 тыс. т (500 г/т), Au — 680 т (2,5 г/т)	акантит, аргентит, гематит, пирит; руды жильные	21 млн лет	руды в третичных андезитах с прослоями туфов		руды в зоне брекчирования	иллит, кальцит, хлорит, каолинит, альбит, клиноцоизит, эпидот, калишпат	*Эпимантийное*	околорудные иллит и каолинит при отсутствии кварца

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
96	Корнуол — Cornwall (Англия, п-в Корнуол)	O-P	а) **Sn** б) Cu	начальные ресурсы: Sn — 91 тыс. т (0,6—2,0 %); руды добывались до второй мировой войны	касситерит; зональность вокруг Корнубийского батолита в осадочных породах: Fe-Mn-Pb -Zn-Cu-Sn	0,26 млрд лет	вмещающие: €-O — кварциты, сланцы интрудированы габбро; D — конгломераты, песчаники, глины, внутри них базальтовые лавы и туфы	монцо-гранитовый Корнубийский батолит 0,28 млрд лет	брекчирование и рудогенез связаны с разломами	скарны, окремнение, турмалин, мусковит, каолинит	*Эпиосадочное*	зональность рудогенеза вокруг Корнубийского батолита
97	Мечерних — Mechernykh (Германия)	O-P	а) **Pb** б) Zn	запасы: Pb — 3,6 млн т (1,6 %), Zn — 0,7 млн т (0,3 %)	галенит, сфалерит, церуссит	0,23 млрд лет	вмещающие: $D\text{-}C_1$ — сланцевая толща с прослоями вулканитов; рудовмещающие: T песчаники и гравелиты	щелочные граниты			*Трансвапорит*	0,23 млрд лет — время образования богатых гидротермальных Pb руд
98	Роннебург — Ronneburg (Германия)	O-P	а) **U**	запасы: U — 100 тыс. т	настуран; прожилково-вкрапленный	$P_2\text{-}T$	вмещающие: S_{1-} черные сланцы (глинистые и кремнистые, C орг. 6—9 %); C-P — медистые песчаники цехштейна				*Эпиосадочное*	U руды в C-P медистых песчаниках цехштейна
99	Шлема-Альберода — Shlema-Alberoda (Германия)	O-P	а) **U** б) Bi, Co, Ni, Ag	запасы: U — 97 тыс. т	4 типа жил: 1. кварц-кальцит-коффинит-настурановый; 2. арсенидо-настурановый; 3. кальцит-настурановый; 4. доломит-настурановый	T	рудовмещающие: $O_3\text{-}D$ — переслаивание пород основного (амфиболиты) и кислого (кварц-слюдистые, углеродисто-кремнистые сланцы) состава	месторождение в экзоконтакте варисцийских гранитов		роговики, доломиты, кварц-турмалиновые жилы	*Эпиосадочное*	месторождение названо пятиэлементным
100	Идрия — Idriya (Словения)	O-P	а) **Hg**	ресурсы: Hg — 400 тыс. т	158 рудников: в 14 рудниках — самородная Hg, в 141 — киноварь (HgS); жилы и штокверки	0,24 млрд лет	вмещающие: P-T — доломиты и известняки с прослоями черных сланцев; руды в органогенных доломитизирован. известняках		пологие и крутые рудоносные разломы	доломитизация определяет пустотное пространство для руд	*Эпиосадочное*	в 14 рудниках — самородная Hg, в 141 — киноварь
101	Печенга — Pechenga (Россия, Кольский п-в)	ранний карелий	а) **Ni** б) Cu, Co	запасы: Ni — 6 млн т, Cu — 3 млн т, Co — 250 тыс. т	халькопирит, пентландит, кубанит, миллерит, борнит; длительный период рудообразован. начался с 2,4 млрд лет, а заключительный этап, — когда образовались богатые Ni-Cu руды — 0,34 млрд лет	0,34 млрд лет	вмещающие: метаосадочные и метавулканоген. породы карелия; руды вкрапленные в коматиитах, богатые руды в брекчиях				*Трансвапорит*	активизация, приведшая к образованию богатых Ni-Cu руд Печенги — 0,34 млрд лет

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
102	Пеникат — Penicate (Финляндия)	ранний карелий	а) **Pt** б) Ni, Cu	запасы: Pt — 220 т	Pt-минералы, магнетит; нерудные: оливин, пироксен, флогопит	2,4 млрд лет	вмещающие: 2,5—2,4 млрд лет — метаосадочные и метамагматич. породы; оливин-пироксеновые расслоенные ультрамафиты и пегматиты с Pt и Pd	интрузия Пеникат; дайки, пегматиты	серия поперечных разломов, разделяющих интрузию на блоки	серицит, калишпат, амфибол, карбонаты	*Трансвапорит*	ультрамафиты и пегматиты с Pt и Pd
103	Ловозеро — Lovozero (Россия, Кольский п-в)	ранний карелий	а) **Zr** б) TR, Nb	запасы: ZrO_2 — 1,71 млн т (2,85 %), TR_2O_3 — 0,51 млн т (0,85 %), Nb_2O_5 — 114 тыс. т (0,19 %)	циркон, лопарит $(NaCeCaSrTh)(TiNbFe)O_3$, эвдиалит $Na_4(CaCeFeMn)_2ZrSi_6O_{17}(OHCl)_2$, рамзаит $Na_2Ti_2(Si_2O_6)O_3$, мурманит-ломоносовит $Na_{10}Ti_4(Si_2O_7)_2O_4(PO_4)_2$, сфен, магнетит, ильменит	0,36 млрд лет	вмещающие: карельские (2,4—2,1 млрд лет) гранитогнейсы и D_{1-2} вулканогенно-осадочная ловозерская толща: фоидиты, тефриты, туфы, сланцы, песчаники; рудовмещающие: 0,36 млрд лет — нефелиновые сиениты с лопаритом и карбонатиты	несколько фаз внедрения нефелиновых сиенитов	руды в разломах	щелочной амфибол, цеолиты, биотит	*Трансвапорит*	карбонатиты с Zr, TR и Nb
104	Кривой Рог рудное поле — Krivoy Rog ore field, больше 40 м-ний от крупных до гигантских (Днепрово-Донецкая область)	ранний карелий	а) **Fe**	запасы: магнетитовые кварциты — 5,8 млрд т Fe (54,5 %) и гематитовые кварциты — 4,2 млрд т Fe (45,5 %); всего 10 млрд т Fe	основной тип — железистые кварциты: магнетит, мартит, гематит; форма тел — пласто-, столбо -, штоко -, гнездообразная и др., на глубине сливаются в большой толщины залежь (до 260 м)	2,5—1,9 млрд лет	продуктивная криворожская серия (саксаганская свита), содержащая 7 горизонтов железистых кварцитов и кварцито-сланцевых пород общей толщиной до 2 км; узкая полоса шириной 1—2 до 6 км на С и СВ длиной более 1 тыс. км; площадь 300 км^2			мартитизация и выщелачивание кварцитов; альбитизация гранитов и гнейсов	*Эпиосадочное*	7 горизонтов железистых кварцитов общей толщиной до 2 км
105	Тырныауз — Tyrnyauz (Россия, Кабардино-Балкария)	O-P	**а) W, Mo** б) Cu, Bi	запасы: WO_3 — 850 тыс. т (0,25 %), Mo — 220 тыс. т (0,04 %)	шеелит, молибденит, повеллит $CaMoO_4$, магнетит, пирротин, халькопирит, сфалерит, висмутин	18—2 млн л	вмещающие: D — вулканогенно-осадочные; D—C_1 — терригенно-карбонатные; рудовмещающие: скарны, роговики, мраморы	дайки риолитов, дацитов; гранитоиды 18—2 млн лет	рудоносные скарны в крутопадающих СЗ разломах	процессы: скарны, роговики; минералы: гранат, волластонит, везувиан, биотит, пироксен	*Эпиосадочное*	Mo преобладает в роговиках, а W — в мраморах

* запасы уточнялись по Д. В. Руквисту и др. [Крупные и суперкрупные..., 2006].

Содержание

От издателя **3**

Введение: постановка задачи, основные термины и постулаты **5**

Постановка задачи: три части изучения эпигенетических процессов формирования гигантских месторождений полезных ископаемых 5

Схематическая карта полезных ископаемых Мира 7

Типизация гигантских рудных месторождений 9

Два главных фактора периодических изменений в природе 14

Основные постулаты образования гигантских рудных месторождений 19

Глава 1. Африка **21**

1.1. Золоторудный район Центральный Ранд 21

1.2. Хромово-платиноворудный район Великая Дайка *23*

1.3. Золоторудный район Обуяси 26

1.4—1.6. Интрузия Бушвельд **29**

1.4. Северный V-Ti Бушвельд (Северный лимб) 31

1.5. Западный Pt-Cr Бушвельд (Западный лимб*)* 32

1.6. Восточный Pt-Pd Бушвельд (Восточный лимб) 32

1.7—1.8. Луфилианский пояс **32**

1.7. Кобальтоворудный район Колвези (ДР Конго) *35*

1.8. Меднорудный район Конкола (Замбия) 36

1.9. Марганцеворудное поле Калахари 36

Глава 2. Австралия **41**

2.1. Золоторудный район Калгурли 41

2.2. Никелерудный район Маунт Кейт *47*

2.3. Железорудный район Том Прайс 49

2.4. Урановорудный район Джабилука 56

2.5. Свинцово-серебряно-цинковорудный район Маунт Айза 58

2.6. Цинко-серебряно-свинцоворудный район Брокен Хилл 63

2.7. Полиметальный район Олимпик Дам 63

Глава 3. Южная Америка **69**

3.1. Золоторудный район Морро Велью–Куяба 69

3.2. Железорудный район Агуас Кларас 76

3.3. Железорудный район Серра Норте 76

3.4. Ниобиево-редкоземельнорудный район Араха 80

3.5. Полиметальный район Чукикамата 82

3.6. Серебряно-оловорудный район Серро Рико де Потоси 84

3.7. Медно-молибденоворудный район Эль Тениенте–Лос Бронсес 89
Глава 4. Азия 92
4.1. Редкоземельный район Баян Обо 92
4.2. Золоторудный район Сухой Лог 95
4.3. Золоторудный район Мурунтау 99
4.4. Редкоземельный район Томтор 102
4.5. Полиметальный район Норильск 105
4.6. Бериллиевый район Ермаковский 113
4.7. Урановорудный район Элькон 114
4.8–4.9. Провинция Циньлин Даби 116
4.8. Молибдено-вольфрамоворудный район Нанниху–Сандаожан 116
4.9. Молибденорудный район Шапингоу 116
4.10. Сурьмянорудный с ртутью район Сигуаншань 116
4.11. Вольфрамово-бериллиево-оловорудный район Шичжуаян 119
4.12. Урановорудный Антей-Стрельцовский район 120
4.13. Урановорудный район Инкай 124
Глава 5. Еврамерика 128
5.1. Платино-медно-никелевый район Садбери 128
5.2. Железорудный район КМА 128
5.3–5.4. Западно-Канадский регион 134
5.3. Свинцово-цинково-серебрянорудный район Салливан *134*
5.4. Урановорудный район Атабаска 140
5.5. Ртутный район Альмаден 143
5.6. Свинцоворудный район Вибурнум Тренд 148
5.7. Серебряно-меднорудный район Любин 151
5.8. Полиметальный район Пебл Коппер 153
5.9. Медно-молибденоворудный район Бьютт 157
5.11. Полиметальный район Ред Дог 163
5.12. Золоторудный район Карлин 166
5.13. Полиметальный район Бинхем 173
5.14. Молибденоворудный район Пояс Колорадо 177
Глава 6. Основные черты эволюции рудогенеза в истории Земли 182
Литература 192
Приложение 1 230
Параметры 50 ключевых рудоносных районов Мира 230
Приложение 2 246
Параметры 105 гигантских рудных месторождений 246

Научное издание

Лебедев Борис Андреевич

Гигантские рудные месторождения: распространение, строение, генезис

Оригинал-макет: А. Ю. Перетягин

Издательство «Наукоемкие технологии»
ООО «Корпорация «Интел Групп»
https://publishing.intelgr.com
E-mail: publishing@intelgr.com
Тел.: +7 (812) 945-50-63
Интернет-магазин издательства
https://shop.intelgr.com/

Подписано в печать 10.09.2025.
Формат 60x84/8
Объем 33,5 п.л.
Тираж 500 экз.

ISBN 978-5-00271-021-8

