

*На правах рукописи*

**ТКАЧЕВ Андрей Владимирович**



**ГЛОБАЛЬНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ  
В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ**

Специальность 25.00.11 – геология, поиски и разведка твердых  
полезных ископаемых, минерагения

**АВТОРЕФЕРАТ**  
диссертации на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

Москва 2012

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГГМ РАН)

Научный консультант: доктор геолого-минералогических наук, академик РАН  
Рундквист Дмитрий Васильевич

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук, академик РАН  
Митрофанов Феликс Петрович, Геологический институт  
Кольского научного центра РАН (г.Апатиты), советник РАН

доктор геолого-минералогических наук, профессор  
Савко Аркадий Дмитриевич, Воронежский  
государственный университет, заведующий кафедрой  
геологического факультета

доктор геолого-минералогических наук  
Дергачев Александр Лукич, доцент геологического  
факультета Московского государственного университета  
им. М.В. Ломоносова


Ведущая организация: Всероссийский научно-исследовательский геологический  
институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), г. Санкт-  
Петербург

Защита состоится «07» декабря 2012 г. в 14:30 час. в ауд. 415 на заседании диссертационного совета Д 501.001.62 Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова по адресу: 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, МГУ, Геологический факультет

С диссертацией можно ознакомиться в читальном зале Отдела диссертаций Фундаментальной библиотеки Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова (Ломоносовский просп., 27).

Автореферат разослан «02» ноября 2012 г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета Д 501.001.62  
доктор геолого-минералогических наук



Н.Г. Зиновьева

**Актуальность работы.** Проблема периодизации глобальной металлогении находится в ряду важнейших фундаментальных проблем в науках о Земле и имеет в этой области знаний мировоззренческое значение, так как затрагивает корневые вопросы развития нашей планеты, прежде всего – влияние глобальных геологических процессов на формирование месторождений полезных ископаемых как в глубоких недрах, так и приповерхностных сферах. Без знаний в этой области невозможен металлогенический анализ и прогнозно-металлогеническая оценка крупных территорий. Данная проблема актуальна и для образовательной сферы, особенно – в высшей профессиональной школе, формирующей базовые научные воззрения молодых геологов. Первые шаги в этой области были сделаны в основополагающих работах У. Линдгрена (1909) и Л. де Лонэ (1913), а особенно интенсивно подобные исследования проводятся с середины XX века. Периодизация глобальной металлогении рассматривалась с разной степенью детальности многими крупными отечественными и зарубежными специалистами. В работах В.И. Смирнова (1982, 1984) было впервые показано, что глобальным проявлениям металлогеническим процессов, помимо однонаправленной геоисторической изменчивости, присуща еще одна важнейшая черта – цикличность (повторяемость) последовательностей определенных типов эндогенных месторождений в геологическом времени, которую можно и нужно использовать в периодизации металлогении. Впоследствии такой подход был использован и другими отечественными специалистами (Ю.Д. Пушкарев, Д.В. Рундквист, Г.А. Твалчрелидзе), но с некоторыми изменениями в аргументации и полученных схемах цикличности. Первая концептуальная попытка проанализировать металлогенические процессы на фоне суперконтинентальной цикличности сделана М. Барли и Д. Гровсом (1992). Это направление глобального металлогенического анализа имеет продолжение в современных работах некоторых отечественных и зарубежных ученых применительно как к отдельным типам месторождений, так и к их родственным группам.

Исследования, описанные в диссертации, развивают все эти подходы. Полученные при этом выводы во многом оригинальны и отвечают мировому уровню развития металлогенической науки. Отдельные результаты автора в исследованиях по рассматриваемой проблематике, включены в отчетные документы РАН в качестве основных результатов и научных достижений по наукам о Земле в 2004, 2005, 2007, 2008 и 2009 г.г. (<http://www.ras.ru/scientificactivity/scienceresults/annualreport.aspx>).

**Главная цель работы и решаемые задачи.** Цель заключалась в выявлении глобальных металлогенических циклов, установлении их сходства и различия, обоснования геологической природы цикличности и направленности металлогенических процессов. Для достижения этой цели решались следующие основные задачи:

1. Создание информационной основы анализа (баз данных), отвечающей современному уровню знаний о природе и времени формирования месторождений важнейших видов полезных ископаемых (кроме горючих) и ее верификация.
2. Выявление глобальных металлогенических циклов посредством анализа собранных данных.
3. Выяснение причин возникновения металлогенических циклов.
4. Определение межцикловых различий в типовом разнообразии месторождений, анализ направленности этих изменений и установление их корреляций с глобальными изменениями в недрах и приповерхностных сферах Земли для объяснения наблюдаемых тенденций.
5. Анализ межцикловых различий по металлогенической продуктивности.
6. Оценка роли в металлогенической продуктивности отдельных циклов основных типов месторождений.
7. Специальное решение перечисленных задач при глобальном металлогеническом анализе месторождений гранитных пегматитов.

**Фактический материал и методика исследований.** Основной объем фактического материала собран автором в ГГМ РАН при выполнении исследований в рамках работ по

программам фундаментальных исследований ОНЗ РАН (2003-2008), Президиума РАН (2009-2011), государственным контрактам с Минобрнауки РФ (2006-2012): НШ-1511.2006.5, 02.515.12.5010, 16.515.11.5015, федеральным агентством по недропользованию (2006-2012): 7.4-08/06, 7.4-10/09, проекту по международному научному сотрудничеству МИД Франции СОСОР RUS/ЗВ1/800 (2003-2012). В ходе этих работ были созданы базы данных, не имеющих полномерных мировых аналогов: а) крупные и суперкрупные месторождения мира – БД КСКМ (Рундквист и др., 2006; Rundqvist et al., 2006), б) месторождения и рудопроявления восточной части Балтийского щита (Tkachev et al., 2008), в) месторождения Европы (раздел – страны СНГ), г) геохронология пегматитовых полей мира (Tkachev, 2011). Используются также опубликованные автором результаты исследований полиметаллических месторождений Рудного Алтая и Центрального Казахстана (1977-1982 г.г.), пегматитовых месторождений Северо-Байкальской, Восточно-Саянской и Карело-Кольской провинций (1983-2002 г.г.), а также ряда других объектов.

На основе баз данных были созданы геоинформационные системы, включающие, помимо металлогенических слоев, также и цифровые картографические покрытия (соответствующих масштабов тектонические и геологические карты, геофизические данные и т.п.). Цифровой формат данных позволял оперативно проводить их статистическую обработку для установления пространственно-временных закономерностей размещения месторождений разных типов и возрастов. Структурированные статистические выборки сопоставлялись с независимыми глобальными обобщениями по магматизму, интенсивности роста континентальной коры, интенсивности орогенеза, плюмовой активности, палинспастическим реконструкциям и т.д. Кроме того, для решения некоторых аспектов рассмотренного в работе круга вопросов использовались детальное структурное и структурно-минералогическое картирование месторождений, отбор и обработка проб пород и минералов и их изучение стандартными химическими, изотопно-геохимическими, петрофизическими, микрозондовыми методами в лабораториях ВИМС, ИГГД РАН, МГУ, BRGM.

#### ***Основные защищаемые положения.***

1. В металлогенической эволюции Земли установлено четыре завершённых глобальных цикла – кенорский, колумбийский, родинийский и пангейский с граничными рубежами 2.50, 1.80, 0.90 и 0.20 млрд лет, образующими периодичность  $0.8 \pm 0.1$  млрд лет. В начальные фазы циклов ведущие роли в рудообразовании играли базитовый и щелочной магматизм, седиментогенез и эпигенез в осадочных бассейнах, а в конце доминировали орогенные месторождения, связанные с гранитоидным магматизмом и зонами тектонических дислокаций. Эта цикличность отчетливо коррелируется с суперконтинентальными циклами в геологической истории. Текущий цикл, амазийский, находится в начальной фазе, имеющей аномальное выражение в металлогении.

2. Глобальные металлогенические циклы различаются по интенсивности генерации отдельных типов месторождений и их генетически родственных групп. Изменения в ряду эндогенных месторождений согласуются с общими тенденциями в эволюции магматизма и нарастанием с течением геологического времени объема континентальной коры. Для экзогенного ряда определяющее значение в появлении отличий имеют оксигенация атмосферы и гидросферы, а также развитие биоты, прямо или опосредованно участвующей в формировании месторождений.

3. Крупномасштабные месторождения всех проанализированных полезных ископаемых крайне неравномерно распределены между металлогеническими циклами, которые различаются между собой как по количеству накопленных ресурсов, так и роли разных типов месторождений в формировании этих ресурсов. С уменьшением возраста циклы все более значимо проявлены в металлогении крупномасштабных месторождений большинства важнейших видов минерального сырья. Параллельно прослеживается тенденция к увеличению разнообразия типов месторождений с крупномасштабными ресурсами.

4. Установлены глобальные циклы формирования месторождений гранитных пегматитов. Продолжительность циклов и характер распределения в них импульсов генерации

месторождений также обнаруживают связь с цикличностью формирования суперконтинентов. Интенсивность образования пегматитовых полей, нарастающая в целом от древних циклов к молодым, коррелируется с последовательным глобальным ростом континентальной коры. Межцикловые формационные различия пегматитовых месторождений свидетельствуют об уменьшении средней глубинности их формирования с течением геологического времени, что согласуется с данными об увеличении средних скоростей воздымания коры орогенов на посткульминационной стадии их развития.

**Научная новизна.** Для глобального геоисторического металлогенического анализа использована оригинальная база данных по крупным и суперкрупным месторождениям очень широкого спектра видов сырья: Au, Ag, Pt-Pd, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, Hg, Sb, Sn, W, Mo, Li, Be, Ta, Cs, Nb, TR, Zr, Fe, Mn, Cr, Ti, V, Al, U, B, F, P, алмазы, листовые слюды и калийные соли. Полученный в результате ее создания информационный массив протестирован на коррелятивность с результатами независимых обобщений по различным проявлениям эндогенной активности Земли: корового и мантийного магматизма, суперплюмовой пульсационности, динамики роста ювенильной континентальной коры, интенсивности коллизионного орогенеза. Тестирование показало, что собранный информационный массив вполне объективно отражающего геоисторическую вариативность этих процессов.

Параметры глобальных металлогенических циклов, установленные на основе анализа собранных комплексных данных, хорошо сопоставляются с суперконтинентальной цикличностью. Установленные межцикловые рубежи предложено использовать для периодизации металлогении в истории Земли. Полученная схема металлогенической цикличности отличается от результатов других исследователей.

Показаны межцикловые различия, определяемые количеством и соотношениями интенсивности генерации крупномасштабных месторождений очень широкого спектра различных типов и их генетически родственными групп. В ряду эндогенных месторождений продемонстрирована наиболее явная корреляция этих межцикловых изменений с эволюционными тенденциями в мантии и росте объемов континентальной коры. Для экзогенного ряда месторождений показаны более очевидные связи с оксигенационным окислением атмосферы и гидросферы, глобальными климатическими изменениями и развитием биоты. Для месторождений обоих рядов показан общий рост типового разнообразия месторождений и количества типов, способных создавать крупномасштабные аккумуляции.

Установлены количественные межцикловые различия в интенсивности генерации ресурсов важнейших видов минерального сырья и меняющейся роли в этом процессе разных типов и подтипов месторождений. У ресурсов разных видов сырья наблюдаются разные модели распределения по циклам (мономодальные, бимодальные, полимодальные), но при этом в целом от ранних циклов к поздним увеличивается количество полезных ископаемых, которые формировали в их пределах крупномасштабные залежи.

В металлогении гранитных пегматитов впервые выявлена глобальная цикличность интенсивности генерации месторождений и минерализованных проявлений в орогенных областях, которая также подчинена суперконтинентальной цикличности. Установлен частичный асинхронизм в генерации пегматитовых месторождений для блоков гондванской и лавразийской групп. Предложена авторская гипотеза о начале генерации полей минерализованных пегматитов в мезоархее в связи с появлением и последовавшим за этим вовлечением в орогенез древнейших мощных терригенных толщ. Показано, что межцикловые различия в формационном разнообразии и внутриформационных особенностях пегматитовых месторождений коррелируют с увеличением от древнейших эпох к более молодым скоростей посткульминационного воздымания корневых частей орогенов, связанного с изменениями в объеме континентальной коры, строении подкоровой литосферы и термального режима мантии.

Исследованиями с активным участием автора принципиально уточнен возраст продуктивного пегматитогенеза Северо-Байкальской и Восточно-Саянской провинций, а также время формирования крупнейшей в Европе Бураковской расслоенной интрузии.

**Практическое значение и использование результатов.** Установленные геоисторические закономерности в глобальной металлогении позволяют более достоверно оценивать в прогнозных целях крупные территории. Собранные для анализа данные изданы в виде геоинформационных систем на цифровых носителях. Информация по отдельным месторождениям и районам отражена автором в «Горной энциклопедии» (2 статьи) и «Большой Российской Энциклопедии» (12 статей).

Результаты изучения металлогении гранитных пегматитов использованы автором при издании методических (1987, 1995, 2003, 2007) и справочных (1997) материалов, подготовленных в ВИМСе по заказам руководящих органов геологоразведочной отрасли СССР и РФ. В период исполнения обязанностей главного научного куратора по слюдяному сырью Мингео СССР и его правопреемников в РФ (1988-2001) автор многократно составлял аналитические записки о состоянии минерально-сырьевой базы страны, ее соответствия потребностям промышленности и вытекающим из этого направлениям ГРП по профилю кураторства, часть из которых вошла в ежегодные государственные доклады о состоянии и использовании МСБ РФ. В тот же период проводились апробации представляемых производственными организациями планов геологоразведочных работ, экспертиза отчетов по подсчету запасов в ГКЗ СССР/РФ, а также в ЦКЗ Мингео СССР. Кроме того, в период 1985-2002 г.г. по заданиям Мингео СССР и его правопреемников в РФ проведен ряд целевых НИР, результаты которых приняты заказчиком в виде отчетов. В 2005-2012 г.г. выполнены и приняты заказчиками в виде отчетов работы по двум госконтрактам с федеральным агентством Роснедра и трем госконтрактам с Минобрнауки по федеральным целевым программам.

В настоящее время проходит апробацию в Международной комиссии по геологической карте мира (CGMW) Проект металлогенической карты Европы нового поколения, созданный в кооперации ГГМ РАН и АНО «Российско-французской металлогенической лаборатории» с геологической службой Франции (BRGM) по госконтракту с Минобрнауки (2009-2010 гг.) при активном участии автора.

Материалы диссертации также могут быть использованы для совершенствования учебных курсов геологических ВУЗов по предметам, затрагивающим вопросы металлогении и эволюции Земли.

**Апробация работы.** Основные результаты диссертационной работы опубликованы в 24 статьях в изданиях из списка ВАК, 1 монографии (в соавторстве), 5 главах в 2 коллективных монографиях, 2 геоинформационных системах (с индексом ISBN), а также в других статьях в журналах, сборниках научных трудов, Горной энциклопедии и Большой Российской энциклопедии, материалах конгрессов, симпозиумов, конференций и совещаний (всего 99 работ).

Основные положения диссертации докладывались на Всесоюзном совещании «Механизмы структурного контроля оруденения» (Звенигород, 1989), Всероссийских совещаниях «Методология и методы металлогенического анализа и прогноза рудных...» (Москва, 1999), II петрографическом (Сыктывкар, 2000), «Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия» (Иркутск, 2001) и «Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований» (Новосибирск, 2003), Всероссийских конференциях «Новые идеи в науках о Земле и перспективы создания новых горнорудных районов на Урале, в Сибири и на Дальнем Востоке» (Москва, 2009), «Минерогения докембрия» (Петрозаводск, 2009) и «Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ; углеводороды и жизнь» (Москва, 2010), V Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, 2001), Международных тектонических совещаниях (Москва, 2001, 2005, 2007, 2008), Международных геологических конгрессах (Флоренция, 2004; Осло, 2008), XII Международном симпозиуме IAGOD/МАГРМ (Москва, 2006), XI международном конгрессе Международной ассоциации математической геологии (Льеж, 2006), Международных конференциях «ГИС в геологии» (Москва, 2004, 2006; Керетаро, 2007), «Значение промышленных минералов в мировой экономике: ме-

сторождения, технология, экономическая оценка» (Москва, 2006), «Геология: история, теория, практика» (Москва, 2009), «Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении» (Москва, 2010) и «Структура, свойства, динамика и минералогия литосферы Восточно-Европейской платформы» (Воронеж, 2010), X Международном платиновом симпозиуме (Оулу, 2005), Международном совещании «Актуальные проблемы рудообразования и металлогении» (Новосибирск, 2006), Научно-практической конференции «Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений – достижения и перспективы» (Москва, 2008).

**Благодарности.** Считаю своим долгом отдать дань благодарной памяти за переданные знания, помощь и пример служения геологии своим ныне ушедшим учителям, принципиально повлиявшим на металлогенические воззрения автора в период вхождения в профессию – академику В.И.Смирнову, профессорам Г.Ф.Яковлеву и Г.Г.Родионову. Очень ценным и важным стало сотрудничество на разных стадиях исследований с такими специалистами, как Е.Е. Арбузова, Ю.Г. Гатинский, Ю.Г. Гарник, А.И. Голубев, Н.А. Вишневская, [Ю.И. Демиц], Н.И. Еремин, Н.А. Жуков, И.А. Жукова, В.И. Иващенко, А.Б.Котов, [Е.Н. Калугин], А.М. Ларин, Г.Б. Наумов, С.А. Огиенко, Т.В. Романюк, В.В. Руднев, В.М. Ряховский, Н.Н. Самсонова, Л.Н. Сапожникова, [А.А. Сахнов], Н.Е. Сергеева, В.Ф. Смолькин, В.И. Старостин, [Н.Н. Трофимов], С.В. Черкасов, Е.И. Чесалова, В.И. Щибрик, а также с французскими коллегами Л. Байи, К. Гото, Д. Кассар, Ж.-М. Лейстель, А. Липс, Ф. Малдан, Т. Ожэ. Быстрому формированию ядра БД КСКМ и прогрессу всей работы способствовали консультации и данные по месторождениям, которые предоставили А.В. Волков, [Н.И. Голивкин], И.В. Егорова, Е.В. Ершова, М.Н. Кандинов, А.Н.Конилов, А.В. Коплус, И.И. Куприянова, Ю.Е. Кустов, А.М. Лаптева, А.Б. Павловский, В.В. Руднев, В.А. Рябцев, Л.В. Смелова, А.П. Ставский, В.Г. Черенков, Шахова С.Н., а также Э. Заппеттини (Аргентина), П. Ронгфу (КНР) и [Э. Хаммербек] (ЮАР). Всем названным лицам автор благодарен за совместную работу, поддержку и конструктивную критику.

Особая признательность моему научному консультанту академику Д.В. Рундквисту, который в течение последних девяти лет уделял этой работе постоянное внимание, идейно направлял и немало способствовал ее совершенствованию.

**Структура и объем диссертации.** Диссертация состоит из введения, заключения и четырех глав, в каждой из которых обосновано одно защищаемое положение. Текст объемом 266 стр. дополняют 62 рисунка, 6 таблиц, 2 приложения и список литературы из 731 наименования.

## **Обоснование защищаемых положений**

### ***Положение 1***

Наличие цикличности в проявлениях глобальных металлогенических процессов впервые было обосновано в работах В.И. Смирнова (1982, 1984). Им было выделено 6 периодов геологического и металлогенического развития Земли, в составе каждого из которых определено от 1 до 6 этапов – металлогенических циклов, общим числом 11. Последние начинались с фазы базитогенных месторождений, а заканчивались интенсивной генерацией гранитогенных рудных залежей с рубежами завершения на отметках 3.8, 2.8, 2.3, 1.8, 1.5, 1.0, 0.6, 0.4, 0.25, 0.1 и 0.0 млрд лет. В последовавших затем работах Д.В. Рундквиста (1984, 1989, 1995), Ю.Д. Пушкарева (1985, 1990) и Г.А. Твалчрелидзе (1986) сам факт наличия такого рода цикличности подтверждался, но положение межцикловых границ на шкале геологического времени относительно результатов В.И. Смирнова было другим, причем оригинальным у каждого исследователя. Причины взаимных расхождений этими авторами в публикациях не обсуждалась и никак не объяснялись. В работах зарубежных геологов, предшествовавших или современных перечисленным исследованиям, проблема глобальной металлогенической цикличности не поднималась, но появились работы, анализировавшие положение некоторых типов месторождений в рамках циклов формирования и распада суперконтинентов прошлого (Barley, Groves, 1992).

После этих работ появились как уточненные, так и принципиально новые геохронологические данные, а также более корректные генетические модели образования месторождений и их взаимосвязей с разными геологическими факторами. Все они были критически учтены при сборе информации для БД КСКМ. В ходе аналитических процедур с собранными данными были установлены расхождения разного масштаба между этим новым информационным массивом и данными, которые легли в основу указанных выше концепций металлогенической цикличности. Поэтому было осуществлено исследование этой проблемы на новой фактологической основе.

Для установления закономерностей распределения месторождений на оси геологического времени все объекты БД КСКМ были разделены на четыре класса:

*класс I («гранитоидный»)* – месторождения, связанные с кислым и средне-кислым магматизмом неконтрастных серий с низкой, нормальной и немного повышенной щелочностью (внутриинтрузивные, грейзеновые, скарновые, порфиоровые, эпитермальные и т.п.), а также месторождения без очевидных связей с таким магматизмом, но сформированные с ним близодновременно в тектонически активных областях и локализованных в региональных зонах сдвиговых и надвигово-шарьяжных дислокаций конвергентных областей (например, орогенные золоторудные и т.п.), включая их посторогенный период;

*класс II («базит-щелочной»)* – месторождения, явно связанные с базитовым, базит-ультрабазитовым, ультращелочным, субщелочным-щелочным и контрастным бимодальным магматизмом, т.е. теми видами магматизма, которые в большинстве случаев тяготеют к внутриплитным областям активизации и/или дивергентным границам континентов, реже – к самым ранним фазам конвергентных процессов; кроме того, к ним добавлены вулканогенно-колчеданные месторождения, для которых связь с подобным магматизмом также обычна;

*класс III («седиментогенный»)* – месторождения, связанные с терригенным, хемогенным и биогенным накоплением осадков в бассейнах и их диагнезом при минимальном перемещении вещества (джеспилиты и другие осадочные типы железных руд, фосфориты, эксгалационные в осадочных толщах, калийные соли, россыпи и т.п.);

*класс IV («осадочно-эпигенетический»)* – месторождения, связанные с эпигенетическим перераспределением вещества в осадочных породах (иногда – с небольшой долей вулкаников) при разноглубинной циркуляции напорных подземных вод и рассолов различного (элизионного, вадозного и т.п.) происхождения, сопровождающейся выпадением из них рудного вещества (медистые песчаники и сланцы, тип долины Миссисипи и т.д.) на геохимических барьерах различной природы.

Месторождения кор выветривания (бокситы, Ni-Co и Fe латериты) были исключены из данного анализа, поскольку их сохранность на больших отрезках времени (>50 млн лет) незначительна, а на очень больших (>500 млн лет) – ничтожна, в силу очень высокой подверженности поверхностной эрозии и диагенно-метаморфическим превращениям, уничтожающим подобные руды. Месторождения современных металлоносных рассолов в эту аналитическую выборку также не включены.

Корректность и представительность собранной в БД КСКМ информации проверена через сопоставление с результатами независимых обобщений по интенсивности протекания некоторых эндогенных процессов. Пример одного из таких сопоставлений, демонстрирующий высокий уровень положительных корреляционных связей между интенсивностью генерации КСКМ класса II и магматизмом мантийной природы, показан на рис. 1. В диссертации проведено аналогичное сравнение с кривыми по коровому магматизму (Балашов, Глазнев, 2006), интенсивности роста ювенильной континентальной коры (Condie, Aster, 2010), объему коллизионных орогенов (Condie, 2001) и пульсирующей активности плюмового магматизма (Abbott, Isley, 2002), также показавших значимую сходимость с выборками из БД КСКМ. Все это стало основанием рассматривать собранную информацию в достаточной мере корректной и представительной для изучения геоисторических закономерностей в протекании глобальных металлогенических процессов.



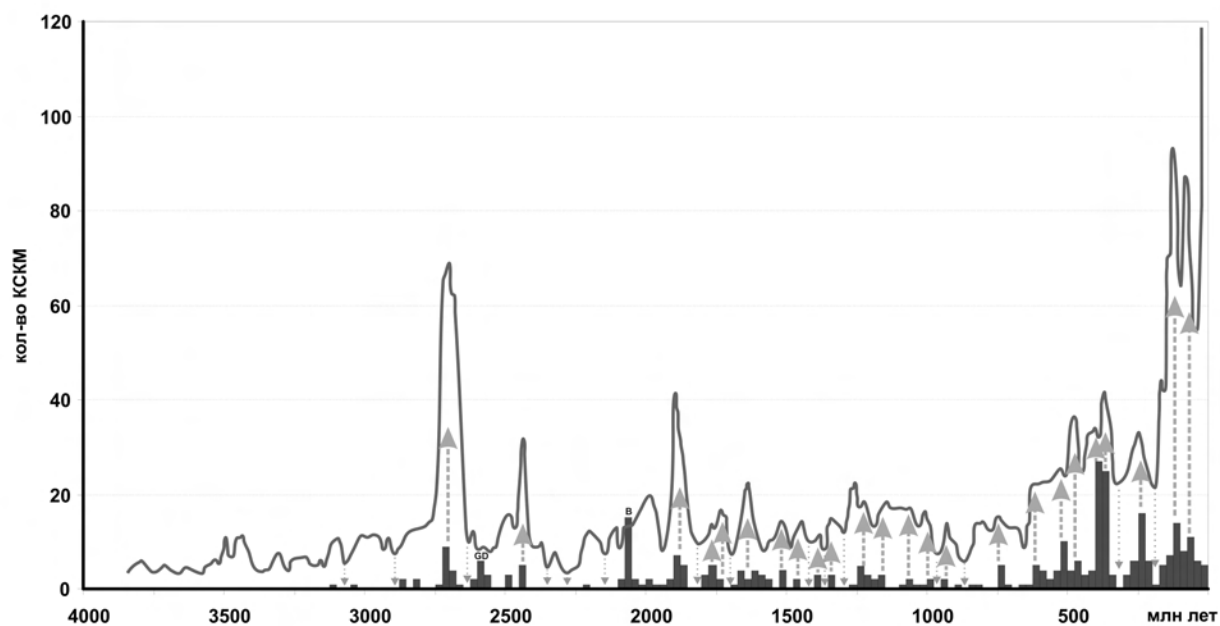


Рис. 1. Сопоставление интенсивности формирования КСКМ «базит-щелочного» класса с кривой интенсивности мантийного магматизма по (Балашов, Глазнев, 2006). Корреляционные стрелки указывают на наиболее явные совпадения в интенсивности генерации КСКМ и магматической активности.

Анализ распределения месторождений всех четырех классов на шкале времени позволил установить наличие крупных периодов с однотипно проявленной в их пределах циклической сменой стиля доминирующих металлогенических процессов. Все они, за единственным исключением, начинались с длительной фазы с преобладанием КСКМ II-IV классов, а заканчивались фазой с доминированием КСКМ класса I, после которой ее стиль возвращался к первой фазе. Точки такой инверсии, знаменующей антидромный, по терминологии Д.В.Рундвиста (1989), переход в металлогеническом развитии Земли в глобальном масштабе, приходится на рубежи 2.5, 1.8, 0.9 и 0.2 млрд лет (рис. 2).

Период после рубежа 0.2 млрд лет отличается от более ранних. В течение первых ~25 млн лет была очень низкая интенсивность генерации КСКМ всех классов, но особенно «гранитоидного». Во всех последовавших кластерах такой же продолжительности наблюдается очень резкий всплеск металлогенической активности всех видов, включая и «гранитоидную». Таким образом, у этого интервала очень короткая первая фаза и анамально рано начавшаяся вторая.

Сравнение описанного распределения КСКМ со схемой формирования суперконтинентов, которая используется в большинстве современных геосторических исследований геотектонического и металлогенического профиля (Condie, 2001; Rogers, Santosh, 2003, 2004; Kerrich et al., 2005; и мн. др.), показывает, что вытекающие из наших данных реперные рубежи 2.5, 1.8, 0.9 и 0.2 млрд лет практически идеально совпали с моментами завершения формирования суперконтинентов, реконструируемых специалистами на основе комплекса геологических и палеомагнитных данных. Перед этими рубежами доминировали процессы роста континентальной коры и агрегации ее блоков, а после них наступали фазы кратонизации (стабилизации) суперконтинента, а затем – его постепенной дезинтеграции. Некоторые промежуточные всплески генерационной активности по геологическим данным совпадают с периодами формирования некоторых мегаконтинентов, рассматриваемых отдельными исследователями также в качестве суперконтинентов. Наиболее заметны эти всплески для Атлантики (2.15-2.05 млрд лет) и Гондваны (0.55-0.45 млрд лет). Формирование суперконтинента Паннотия (0.75-0.5 млрд лет), предполагаемое ря-

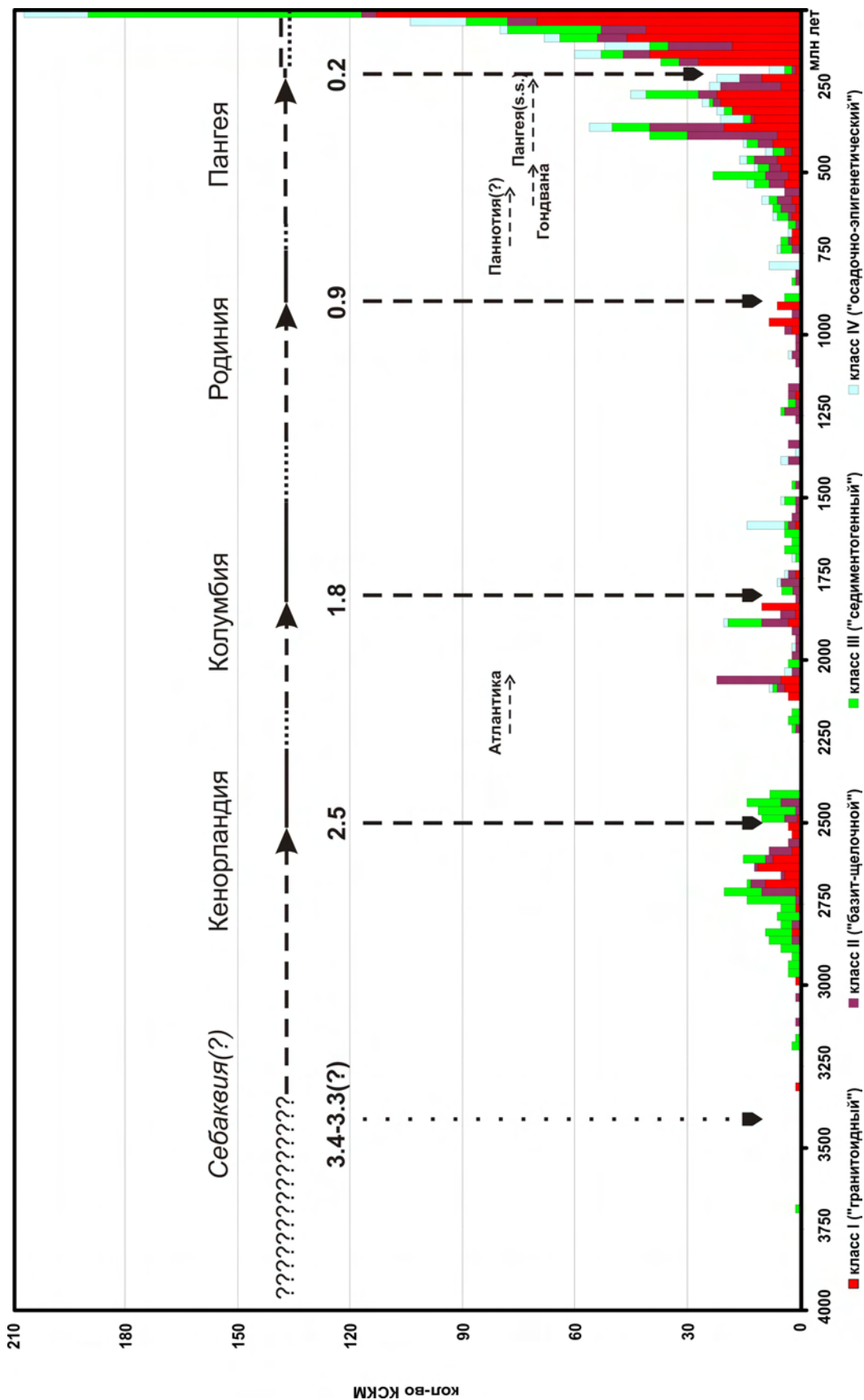


Рис. 2. КСМ четырех выделенных классов и суперконтинентальная цикличность. Для суперконтинентов: сплошная линия – фаза стабильного стояния, точечный пунктир – распад, штриховой пунктир – агрегация, вертикальные стрелки – инверсионные металлогенетические рубежи, совпадающие с моментами полного перехода от активного роста суперконтинентов к стабильному стоянию. Комментарий и ссылки – в тексте.

дом специалистов (Powell, 1995; Dalziel, 1997; Божко, 2009), не нашло в металлогенических данных серьезной подкрепляющей аргументации (рис. 2).

Предложено в названиях металлогенических циклов использовать названия суперконтинентов, формирование которых они отражают: кенорский (>2.5 млрд лет), колумбийский (2.5-1.8), родинийский (1.8-0.9), пангейский (0.9-0.2). Текущий амазийский цикл (<0.2) отвечает аналогичным образом фигурирующему в литературе названию будущего суперконтинента, завершение формирования которого предполагается через сотни миллионов лет (Hoffman, 1992).

Установленная цикличность квазирегулярна по продолжительности циклов с периодом  $0.8 \pm 0.1$  млрд лет. Это позволяет экстраполировать начало кенорского цикла к рубежу 3.3 млрд лет. Однако реальность самостоятельного цикла в период времени >3.3 млрд лет очень проблематична ввиду отсутствия очевидного подтверждения в металлогенических данных и крайней дискуссионности самого факта существования суперконтинента Себакиа в палеоархее по геологическим данным. Поэтому возможное наличие себакийского цикла автором проигнорировано, а немногочисленные палеоархейские КСКМ и единственный эоархейский объект такого ранга объединены при дальнейшем анализе с КСКМ кенорского цикла.

Полученная схема металлогенической цикличности (рис. 2) имеет расхождения с результатами работ В.И. Смирнова, Ю.Д. Пушкарева, Г.А. Твалчрелидзе и Д.В. Рундквиста. Главное концептуальное различие заключается в том, что никто из них не связывал металлогеническую цикличность с процессами формирования суперконтинентов. Кроме того, автору не удалось выявить в своем анализе иерархически соподчиненную систему циклов продолжительностью 1.6, 0.8, 0.4 и 0.2 млрд лет, постулированную Д.В. Рундквистом (1984, 1989, 1995). Впрочем, если из этой схемы выбрать только рубежи I, II и III рангов, расположив при этом их в один ряд (2.6, 1.8, 1.0 и 0.2 млрд лет), то отклонения от рубежей, обоснованных в диссертации, будут только в двух случаях, причем, всего на 0.1 млрд лет, что, учитывая естественные различия в точности геохронологической информации, заложенной в сравниваемые результаты, следует признать вполне удовлетворительным и не антагонистичным.

С концептуально близкими исследованиями металлогении суперконтинентального цикла также есть различия в результатах. Наиболее принципиальное – в продолжительности цикла, которая там определена в 0.3-0.5 млрд лет (Groves et al., 2005). Расхождения обусловлены тем, что в этой модели, во-первых, учтено намного меньше типов месторождений, особенно, в завершающей интеграционной фазе, во-вторых, она создавалась на основании анализа геодинамических аспектов генезиса выбранных типов месторождений, а не в результате детального прослеживания изменений в металлогении каждого конкретного цикла.

## *Положение 2*

### Межцикловые различия в металлогении месторождений, связанных с магматизмом и орогенным тектоногенезом

Для сравнительного анализа из БД КСКМ были выбраны магматогенные и постмагматические (порфировые, грейзеновые, скарновые, гидротермальные жильные и т.п.) объекты, а также месторождения орогенных областей, не обнаруживающие прямую связь с конкретными проявлениями интрузивной или вулканической деятельности, но сформировавшиеся в провинциях синхронно с ней, залегая в тех же региональных тектонических структурах (разломные системы, зоны расланцевания и т.п.), хотя и на некотором удалении от центров магматической активности. Выборка была разделена на четыре группы. В первую группу включены все КСКМ класса I, т.е. это «гранитоидная» группа, чье формирование напрямую или парагенетически связано с кислым и среднекислым магматизмом нормальной щелочности, тяготеющей к конвергентным границам плит. Три остальные группы – детализация основной части КСКМ класса II, т.е. объектов, связанных с базито-

вым и щелочным магматизмом: сиенитами, щелочными и субщелочными гранитами (вторая группа – «щелочная»), базит-ультрабазитами нормального ряда (третья группа – «базитовая»), базит-ультрабазитами щелочного ряда, агпаитовыми сиенитами, карбонатитами и кимберлитами (четвертая группа – «ультращелочная»). Проявления магматизма этих трех групп преимущественно тяготеют к внутриплитным обстановкам и дивергентным границам плит (Богатиков и др., 2006; Коваленко и др., 2006). Субмаринные колчеданные месторождения в вулканогенных и осадочных толщах, также включавшиеся в класс II при обосновании защищаемого положения 1, рассмотрены при анализе металлогении осадочных бассейнов.

Для первой группы установлено малоградиентное снижение количества КСКМ от кенорского цикла к родинийскому, а затем бурный рост в пангейском и амазийском циклах (рис. 3а). Рост в последнем аномален в двух аспектах. Первый – резкое изменение угла наклона линии роста, свидетельствующее об интенсификации металлогении данного рода по сравнению даже с очень продуктивным на нее предыдущим циклом. Это можно во многом связать с обсужденной в работе проблемой среднего эрозионного среза и, соответственно, сохранностью таких приповерхностных объектов, как например, эпитегрмальные КСКМ, количество которых в цикле действительно заметно выросло. Второй аспект – сам факт такой интенсификации, поскольку текущий цикл по меркам более древних аналогов находится еще только в начальной фазе, для которой месторождения первой группы должны быть совсем не типичны. Объяснением этому может быть сверхкритичное разрастание континентальной коры к позднему фанерозою, когда не столь уже важно какая фаза суперконтинентального цикла имеет место, так как любые движения континентальных блоков приводят к неперемому появлению на их краях множественных конвергентных границ с соответствующей металлогенией.

Три остальные группы КСКМ также испытывали количественные изменения от цикла к циклу, но не столь контрастные, как первая (рис. 3а). Для «щелочной» группы установлен медленный, но устойчивый рост количества КСКМ от первого цикла к последнему. Для «базитовой» группы отмечается небольшой рост от первого цикла ко второму, а затем – двукратное снижение к третьему, в четвертом – стабилизация на этом сниженном уровне, в пятом – новое заметное снижение. «Ультращелочная» группа имеет рост от первого цикла к четвертому с заметной интенсификацией от третьего к четвертому. Пятый, амазийский, цикл – неполный, поэтому снижение в нем количества КСКМ третьей и четвертой групп относительно четвертого цикла пока не позволяет однозначно утверждать, что, в конечном итоге, они не смогут достигнуть абсолютных значений предыдущего цикла. Особенно мало сомнений по поводу «ультращелочной» группы, количество КСКМ в которой уже сейчас близко к двум третям от показателя предыдущего цикла. Слабое представительство «базитовой» группы отвечают общей тенденции к снижению генерации таких объектов, вытекающей из данных по предшествующим циклам. В амазийском цикле пока известно только три таких объекта, что в эту тенденцию вполне вписывается.

Внутрицикловые соотношения КСКМ анализируемых групп добавили в эту картину некоторые нюансы (рис. 3б). В кенорском цикле доминирующей группой среди сравниваемых была «гранитоидная» (62.0% КСКМ) при важной роли «базитовой» (32.4%), весьма подчиненной у «щелочной» (4.2%) и, особенно, «ультращелочной» (1.4%). В следующем цикле две основные группы в своей значимости поменялись местами (35.6 и 46.2%, соответственно) и выросли доли остальных групп (12.3 и 6.8%). В родинийском цикле «гранитоидная» группа, имеющая небольшое снижение в абсолютных цифрах, относительную долю увеличила (38.6%) и «вернула» себе первенство среди всех групп, тогда как «базитовая» группа почти вдвое свой вес потеряла (26.3%), а «щелочная» (19.3%) и «ультращелочная» (15.8%) вновь его заметно увеличили. В пангейском цикле доминирование «гранитоидной» группы стало абсолютным (63.6%) впервые после кенорского цикла, а «ультращелочная» впервые увеличила относительный вес до второй позиции, в то время как у «базитовой» он продолжил снижаться (6.5%), а у «щелочной» (7.4%) – снизился впервые

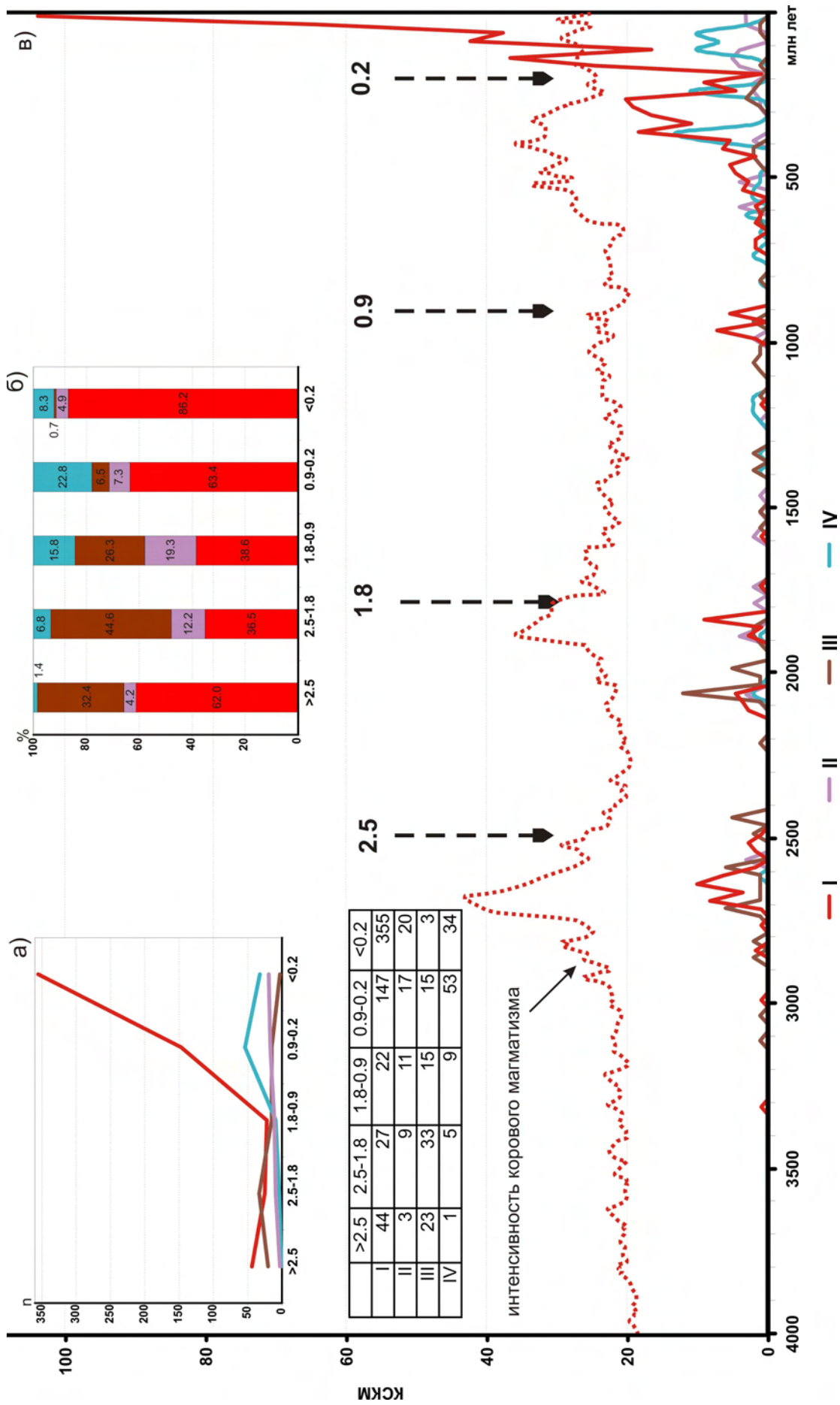


Рис. 3. Распределение по глобальным циклам КСКМ выделенных групп: I – «гранитоидной», II – «щелочной», III – «базитовой», IV – «ультращелочной»: а) генерализованные данные до уровня цикла абсолютные данные (см. таблицу); б) соотношение КСКМ разных групп внутри циклов; в) распределение на шкале времени с шагом 25 млн лет. Кривая относительной интенсивности корового магматизма по (Балашов, Глазнев, 2006).



после устойчивого подъема в первых трех циклах. Впрочем, в абсолютных значениях количество КСКМ последних двух групп не уменьшилось, а у «щелочной» даже немного возросло (рис. 3а). Поэтому ключевым явлением стала именно принципиальная интенсификация генерации месторождений «гранитоидной» группы. В амазийском цикле интенсификация металлогенической активности в «гранитоидной» группе приобрела буквально лавинообразный рост и в абсолютных, и в относительных значениях (рис. 3а,б), что привело к уменьшению доли даже у КСКМ «щелочной» группы, также имеющей прирост в абсолютных значениях. «Ультращелочная» и, особенно, «базитовая» группы имеют снижение не только в относительных, но и абсолютных цифрах. Цикл очень далек от своего завершения, но предположение о том, что он к этому моменту в далеком будущем будет иметь отличное от предыдущих циклов металлогеническое «лицо», с максимальной за всю геологическую историю долей «гранитоидной» группы и минимальной, граничащей с явным вырождением, у «базитовой» группы, можно считать достаточно вероятным.

Сопоставление кривых интенсивности КСКМ «гранитоидной» группы и корового магматизма демонстрирует хорошую сходимость по положению своих максимумов и минимумов (рис. 3в). Более того, для кенорского, колумбийского и родинийского циклов даже амплитуда импульсов генерации КСКМ вполне пропорциональна интенсивности магматизма. Заметные отклонения в этом аспекте в пангейском и, особенно, амазийском циклах в значительной мере объяснимы разницей в среднем уровне эрозионного среза. Вместе с тем, вполне вероятно интенсификация генерации некоторых типов месторождений «гранитоидной» группы за счет геосторических изменений в земной коре. Несомненное увеличение ее площади от архея к кайнозой сопровождалось ростом периметра континентальных блоков, что, в свою очередь, увеличивало протяженность аккреционных и коллизионных орогенов и саму вероятность их возникновения, а потому и количество генерируемых месторождений, типичных для данных геодинамических обстановок, а именно – «гранитоидной» группы.

Современные модели формирования месторождений, связанных с базит-ультрабазитовыми и щелочными магмами, показывают, что не только подлитосферная, но и литосферная мантия континентов, и даже коровое вещество играют достаточно важную роль в формировании первичных магм, их дифференциации или экстрагирования из расплавов рудных компонентов (Богатиков и др., 2006; Коваленко и др., 2006; Когарко, 2006; Налдретт, 2003; Фролов и др., 2005; Groves, Bierlein, 2007; Maier et al., 2000; и др.). Континентальная кора является самой главной областью локализации месторождений. Поэтому интегральное увеличение количества подобных КСКМ от древних циклов к молодым также объяснимо с этих позиций. Кроме того, согласно данным физико-математического моделирования сам факт формирования суперконтинента вызывает принципиальные изменения в конвекции мантии, которые ведут к стимулированию магматизма мантийной природы в его пределах (Coltice et al., 2007; Yoshida, Santosh, 2011). В этом случае суперконтинент становится не менее активным агентом интенсификации металлогении соответствующего типа, чем мантия под ним.

#### Сравнительные тенденции для месторождений, связанных с базит-ультрабазитовым, щелочным и ультращелочным магматизмом

Для детализированного анализа «базитовая» группа была разделена на КСКМ Fe-Ti-V в связи с базитами (габброидами) и КСКМ Cr-PGE-Cu-Ni в связи с базит-ультрабазитовыми и базитовыми комплексами, а «ультращелочная» – на КСКМ в карбонатитовых и нефелинсиенитовых комплексах, с одной стороны, и КСКМ в кимберлитах и лампроитах, с другой. «Щелочная» группа оставлена в прежнем объеме. Распределение объектов этих таксонов демонстрирует значительные вариации на оси времени (рис. 4а,б): а) для Cr-PGE-Cu-Ni подгруппы, являющейся древнейшей по времени появления в истории Земли среди здесь сравниваемых, она очень высокая в ранних циклах после чего постепенно снижается, б) для Fe-Ti-V подгруппы, второй по времени появления, она вначале возрастает к циклу 1.8-0.9 млрд лет, после чего резко снижается, в) у карбонатит-нефелин-

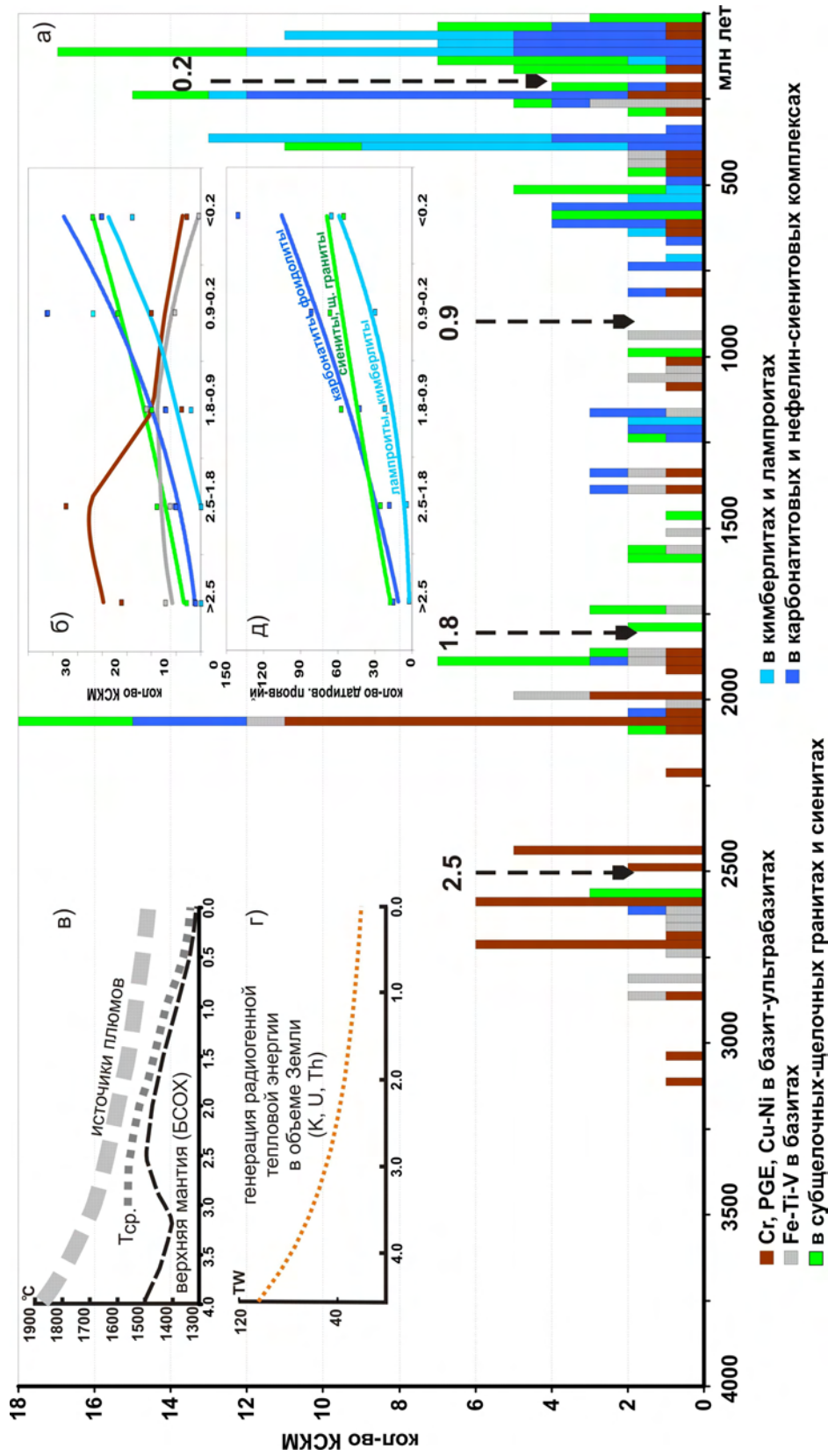


Рис. 4. Распределение по глобальным циклам КСКМ, связанных с магматизмом повышенной щелочности и основности: а) распределение КСКМ на шкале времени с шагом 25 млн лет; б) интегральные данные для КСКМ по циклам (точки – данные для соответствующего цикла, кривые – осредненные линии трендов; цвета точек и кривых соответствуют общей легенде); в) кривые эволюции температуры верхней мантии (БСОХ – базальты срединно-океанических хребтов) и в источниках плюмов по (Komiya, 2007), модельная кривая эволюции средней немантийной температуры (Тср.) по (Labrosse, Jaupart, 2007); г) эволюционная кривая генерации тепловой энергии за счет радиоактивного распада в Земле (Arevalo et al., 2009); д) тренды изменения интенсивности щелочного магматизма, рассчитанные по данным из (Балашов, Глазнев, 2006).

сиенитовой подгруппы, третьей по очереди появления, от ранних циклов к поздним интенсивность только нарастает, г) у щелочной подгруппы, тоже появившейся еще в кенорском цикле, но позже трех первых, имеется тенденция к нарастанию от ранних циклов к поздним, но с меньшим градиентом, чем у предыдущей подгруппы, г) кимберлит-лампроитовая подгруппа КСКМ берет начало в родинийском цикле, а в последующих циклах интенсивность генерации в ней только возрастает.

Современные модельные представления о нагреве мантии свидетельствуют о его изменении на протяжении всей истории Земли (рис. 2.2в). Установлен общий тренд к снижению средней температуры и мантии, и источников плюмов в ней, что принципиально совпадает с трендом изменения величины тепловой энергии, получаемой в объеме Земли за счет распада основных радиоактивных элементов – К, U и Th (рис. 4г). В целом, период наиболее интенсивного формирования КСКМ Cr-PGE-Cu-Ni подгруппы совпадает с тем временем в истории Земли, когда среднемантийная температура была выше ~1500 °С. В эту эпоху имело место наиболее интенсивное формирование месторождений, индуцированных высокомагнезиальным базит-ультрабазитовым магматизмом, в том числе, перидотитово-коматиитовым, базальтово-коматиитовым и ферропикритовым, которые в более поздние эпохи практически не известны. Причем, месторождения, связанные с лавовыми и субвулканическими фациями перидотитовых коматиитов, не выходят за возрастные рамки архея, а объекты, ассоциированные с аналогичными фациями базальтовых коматиитов и ферропикритов, не известны после палеопротерозоя. Период наибольшего благоприятствования для Fe-Ti-V подгруппы продолжался до тех пор, пока этот показатель не приблизился к ~1400 °С, т.е. до конца родинийского цикла. После этого общие условия нагрева вещества в мантии стали менее благоприятны для этих двух подгрупп, но они же, по-видимому, способствовали резкой интенсификации генерации КСКМ в щелочных и, особенно, ультращелочных комплексах. Тенденции в металлогении таких комплексов находятся в полном соответствии с наблюдаемой интенсификацией магматизма соответствующего типа в принципе (рис. 4д).

В рассмотренном ряду месторождений, тесно связанных с мантийными процессами и вызванным ими плавлением вещества мантии и нижней коры, от ранних циклов к поздним снижалась роль объектов, сформировавшихся благодаря магмам, возникшим за счет массивированного плавления при высоких температурах вещества в источниках, близких по составу к примитивным или слабо деплетированным (Богатиков и др., 1987, 2010). Параллельно увеличивалась роль объектов, материнские магмы которых возникли при низких степенях плавления вещества в источниках с широким спектром составов (от истощенных до обогащенных) и сложной предшествующей историей взаимодействия с расплавами и флюидами, в т.ч. перемещенных в мантию из коровых резервуаров при субдукции. При возникновении и дифференциации этих расплавов большое значение имели флюидные компоненты и некогерентные элементы, активное взаимодействие магм с коровым веществом (Андреева и др., 1984, 1985; Богатиков и др., 1987, 1988, 2006, 2010, Коваленко и др., 2006; Когарко, 2006).

Все это в совокупности указывает на то, что тренды в эволюции глобальной металлогении объектов, связанных с базит-ультрабазитовым и щелочным магматизмом, коррелируются с общим остыванием глубоких уровней земных недр и интегральным накоплением в них изменений в результате взаимодействия всех земных оболочек, но главным образом коры (как континентальной, так и океанической) и мантии.

В.И. Смирнов, резюмируя свой анализ эволюции и периодичности в рудообразовании, сформулировал общий вывод: «Поскольку на ранних стадиях геологической истории преобладал базальтовый магматизм, а на поздних – гранитоидный, эндогенные рудные месторождения базальтоидной серии преобладают в древнейшей истории земной коры, а гранитоидные – на новейших ее этапах» (Смирнов, 1984, с. 10). Согласно проанализированным данным, в общем тренде эндогенной металлогении наблюдаются более сложные соотношения отдельных элементов. Во-первых, месторождения, связанные с базит-



ультрабазитовыми сериями, никогда не были абсолютно доминирующими на уровне глобальных металлогенических циклов. Только в колумбийском цикле установлено их относительное, но не абсолютное преобладание над месторождениями, связанными с магмами других составов. Во-вторых, в истории Земли нарастает интенсивность формирования не только гранитогенных объектов, но и объектов, связанных с магмами повышенной и очень высокой щелочности.

#### Геоисторическая изменчивость глобальных факторов, влияющих на металлогению осадочных бассейнов

Месторождения осадочных бассейнов играют существенную, вплоть до исключительной, роль в промышленной базе многих видов сырья (Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, U, K, P и др.). Проведенный анализ распределения на оси геологического времени КСКМ такого рода показал наличие рубежных периодов, в ходе которых металлогения осадочных бассейнов претерпевала принципиальные изменения. Для создания объективной картины причинно-следственных связей, определяющих появление этих изменений, основное внимание было сосредоточено на анализе явлений, которые особо значимы в областях гипергенеза, седиментогенеза и постдиагенного эпигенеза: оксигенация атмосферы и гидросферы, глобальные климатические кризисы, эвапоритогенез, развитие биоты.

*Оксигенационный процесс.* В истории Земли изменения окислительно-восстановительного режима атмосферы и гидросферы происходили преимущественно плавно. Синтез скомпилированных литолого-минералогических и литолого-геохимических данных позволил показать, что эта монотонность дважды прерывалась относительно краткими периодами, когда изменения были намного более резкими, приводившими к катастрофическим изменениям в условиях формирования и постседиментационного функционирования осадочных бассейнов.

Древнейшая эпоха плавных изменений захватывает весь кенорский цикл и первые ~50 млн лет колумбийского (рис. 5). Она характеризуется низкой (<82% от современного уровня), хотя и постепенно растущей светимостью Солнца (Gough, 1981). Наблюдаемое в осадочных толщах этого периода полное отсутствие свидетельств низкоширотных оледенений единственно возможно, если в атмосфере того времени кислород практически отсутствовал, а значительную долю среди составлявших ее газов имели такие эффективные парниковые агенты как углекислый газ и еще более действенный в этом аспекте метан. Их соотношение в начале цикла дискуссионно (Lowe, Tice, 2004; Pavlov et al., 2000), но тенденция к снижению роли последнего к концу цикла признается практически всеми. Это находит подтверждение как в данных по содержаниям никеля в морской воде архея (рис. 5), указывающих на очень большую вероятность принципиального сокращения популяций метаногенных прокариотных микроорганизмов в конце кенорского цикла (Konhauser et al., 2009), так и в установленном увеличении в это же время субаэральных вулканических извержений и снижении субаквальных, обусловивших снижение выбросов углекислоты и метана (Kump, Burley, 2007; Gaillard et al., 2011). На отсутствие при этом значимых концентраций кислорода в приповерхностных сферах указывают повсеместное распространение обломочного уранинита, пирита и сидерита (Holland, 1984; Rasmussen, Buick, 1999), интенсивное масс-независимое фракционирование изотопов серы, особенно ярко выраженное у  $S^{33}$  (Farquhar et al., 2000), слабая дисперсия фракционирования изотопа  $S^{34}$  (Canfield, Farquhar, 2009; Rapineau, 2010) (рис. 5). Зафиксированные в осадочных породах верхнего неoarхея изменения изотопии Cr и Mo указывают на некоторый рост активности кислорода в зоне гипергенеза после 2.7 млрд лет (Frei et al., 2009; Wille et al., 2007), но пока еще крайне низком относительно более поздних периодов уровне, не находящем выражение в минеральных парагенезисах.

Резкий рост оксигенации атмосферы начался после рубежа 2.45 млрд лет, что зафиксировано лавинообразной деградацией масс-независимого фракционирования изотопов серы, полностью исчезнувшего из каменной летописи к рубежу 2.32 млрд лет (Farquhar et al., 2000). На тот же период (2.5-2.4 млрд лет) приходится крупнейший в истории Земли

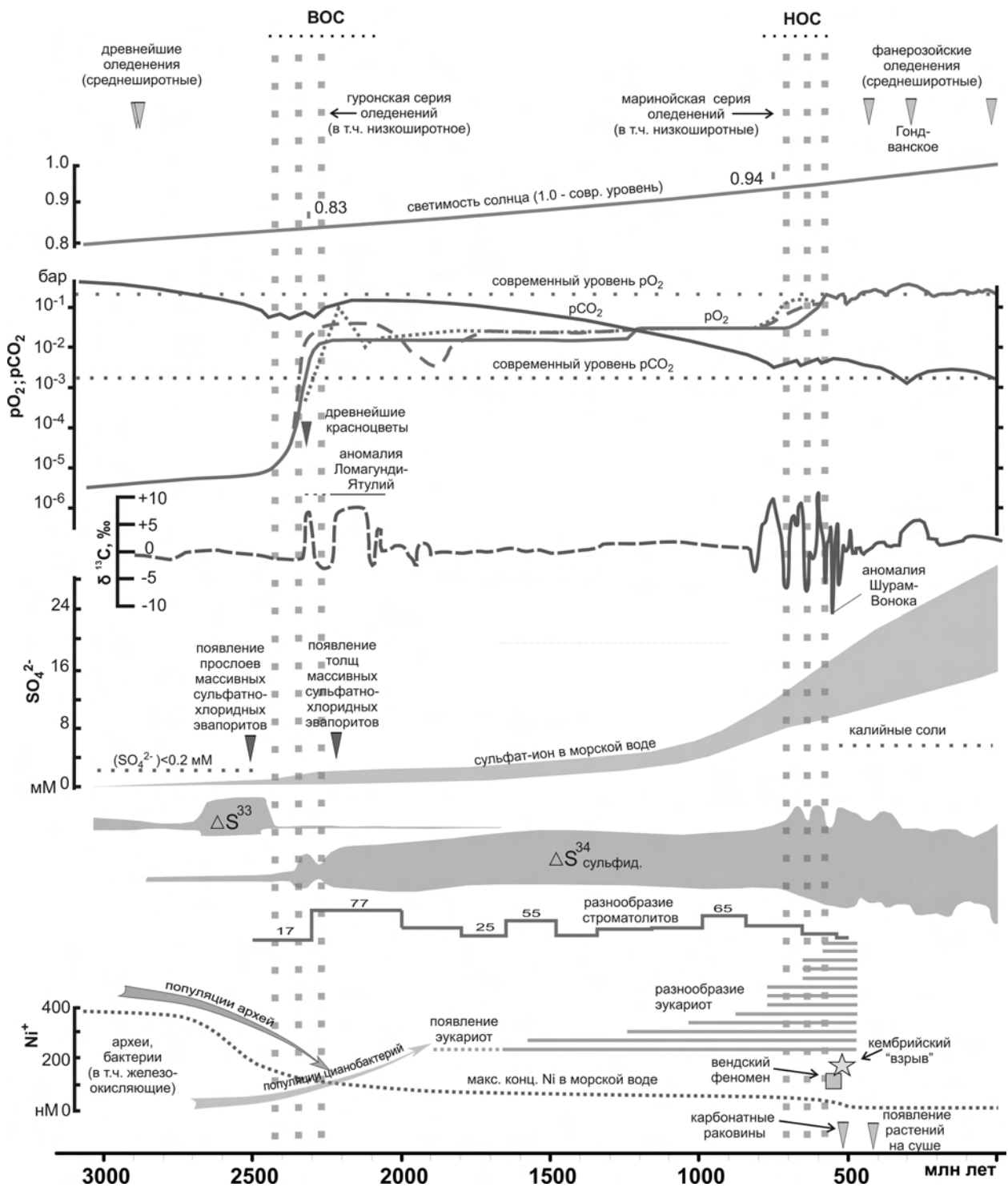


Рис. 5. Сопоставление данных по солнечной светимости, составу атмосферы, климатическим катастрофам, некоторым геохимическим индикаторам литогенеза и явлениями в развитии биоты в истории Земли. Вертикальные точечные линии – наиболее значительные (вплоть до низкоширотных) докембрийские оледенения. Ссылки на источники – в тексте.

кризис в цикле CO<sub>2</sub> (Melezhik, 2006), обусловленный аномально высоким его поглощением в зоне гипергенеза базитов самого мощного в истории Земли импульса плюмового магматизма (Abbott, Isley, 2002). Эффект был усилен значительным увеличением площади субаэральной экспозиции базит-ультрабазитов за счет увеличения фриборда суперконтинента Кенорландия по сравнению с более древними континентальными массами (Flament et al., 2008; Kump, Barley, 2007). В результате на снижение в атмосфере концентраций CH<sub>4</sub> «наложилось» резкое падение концентрации CO<sub>2</sub>. В этот период в списке детритных фаз

пропали уранинит и прочие индикаторные минералы восстановительных обстановок накопления, что указывает на хотя бы частичное компенсирование выбывших объемов парниковых газов нарастающими объемами генерации кислорода. Около 2.3 млрд лет назад появились древнейшие красноцветные терригенные породы (рис. 5), а также латеритные профили выветривания (Yang, Holland, 2003), что могло быть реализовано только при росте концентрации кислорода с  $<10^{-5}$  САУ (САУ – современный атмосферный уровень) в начале сидерия до  $\geq 5 \cdot 10^{-2}$  САУ к его концу. Рост продолжился, но уже не так быстро, до рубежа 2.06 млрд лет, после чего наступила вторая эпоха плавных изменений оксигенационного режима атмосферы с максимальным варьированием содержаний кислорода в интервале  $11 \pm 6\%$  САУ (Canfield, 2005). Описаны и несколько иные в деталях сценарии оксигенации атмосферы после рубежа 2.4 млрд лет (Petsch, 2003; Kirschvink, Kopp, 2008), но они тоже укладываются в указанный интервал быстрого роста и также предполагают относительную стабилизацию состава атмосферы на уровне не ниже 1-3%  $O_2$  (5-15% САУ) с середины палеопротерозоя до первой трети неопротерозоя (рис. 5).

Оксигенация верхней части гидросферы практически параллельно с атмосферой, общепризнана, но в отношении состояния морских бассейнов ниже приливно-штормовой зоны мнения существенно расходятся. Сторонники концепции «сульфидного» океана, указывая на исчезновение с конца палеопротерозоя из осадочных разрезов джеспилитов и очень значительное при этом увеличение объемов сульфидных осадков с одновременным ростом амплитуды изотопного фракционирования серы, указывающим на значительный вклад в этот процесс бактериальной сульфат-редукции (рис. 5), и ряд других явлений, объясняют их тем, что после первичной оксигенации, приведшей к принципиальному росту количества сульфата в мировом океане, его основная железистая аноксическая толща испытала трансформацию в область, где главным химическим окислителем стала сульфидная сера (Canfield, 1998).

Их оппоненты полагают, что в океане фронт оксигенации постепенно опускался сверху вниз, и 1.80-1.85 млрд лет назад этот процесс достиг глубин не меньших, чем 850 м, но, скорее всего, и больших (Slack et al., 2007; Slack, Cannon, 2009). Ниже все еще оставалась область «железистого» океана (Planavsky et al., 2011), существенно сократившегося в объеме относительно раннего докембрия. «Сульфидный» океан в этой модели занимал лишь ограниченные объемы в виде локальных бассейнов, имеющих затрудненный водообмен с основным телом океана (типа Черного моря или впадин Красного моря). Так как общий уровень оксигенации верхних оболочек Земли был все же значительно ниже современного, то это создавало предпосылки к их более широкому распространению: в несколько раз больше, чем известно для фанерозоя.

Период в палеопротерозое, когда произошел переход верхних оболочек Земли из состояния, где самыми сильными неорганическими окислителями были вода, углекислота и локально сульфидная сера, в состояние, где им значительную конкуренцию стал составлять кислород, получил в англоязычной литературе название Great Oxidation Event/GOE. В диссертации для него использован буквальный перевод Великое Оксигенационное Событие/ВОС (рис. 5).

В истории Земли особо выделяется еще одно резкое повышение содержания кислорода в интервале 0.85-0.58 млрд лет (Petsch, 2003; Canfield, 2005; Holland, 2006; Kirschvink, Kopp, 2008). В относительных величинах оно было не столь значительным, но все же очень существенным – скорее всего до 50% САУ. Уже устоявшееся название этого события – Neoproterozoic Oxidation Event/NOE, что в работе передано как Неопротерозойское Оксигенационное Событие/НОС (рис. 5). В качестве рубежного периода оно, как и ВОС, хорошо выражено в литогеохимических индикаторах (рис. 5). После НОС оксигенационные изменения также имели место, но в более плавном режиме.

*Климатические кризисы в докембрии.* ВОС и НОС сопровождалось общепланетарными климатическими изменениями, связанными со снижением парникового эффекта из-за уменьшения в атмосфере концентраций метана и углекислого газа вследствие снижения

объемов их генерации и резкого увеличения объемов утилизации  $\text{CO}_2$  в гипергенезе при последовавшем за этим росте концентраций кислорода. Эти изменения привели к аномально частому появлению в течение ВОС и НОС оледенений (рис. 5), для части которых выявлены вполне объективные свидетельства (палеомагнитные данные, межбассейновая стратиграфическая корреляция) в пользу их распространения на низкие палеошироты (Evans et al., 1997; Bekker et al., 2006; Peltier et al., 2007; и др.). Были также попытки обосновать полное замораживание Земли, особенно в течение НОС (Kirschvink, 1992; Hoffman et al., 1998), но в современных данных такая крайняя точка зрения не находит подтверждения (Чумаков, 2001; Evans, 2006; Micheels, Montenari, 2008). Отложения этих периодов повышенной гляциогенности являются хорошими геологическими маркерами, указывающими на эпохи самых принципиальных перестроек в приповерхностных оболочках Земли.

*Сульфатно-хлоридные эвапориты в докембрии.* В палеоархее-мезоархее известны только локально развитые ( $n \cdot 10 \text{ км}^2$ ) нахколитовые эвапориты (Lowe, Fisher Worrell, 1999; Sugitani et al., 2003), являющиеся, вероятно, формациями мелководных отложений в областях активной разгрузки на поверхность гидротерм (De Vries et al., 2010; Sugahara et al., 2010). В нижнем неоархее известны замещенные реликты рассредоточенных внутрииловых кристаллов галита (Sakurai et al., 2005), а в породах середины неоархея – аналогичные примеры с присутствием также и гипса (Simonson et al., 1993). Только в самом верху неоархея (2.52 млрд лет) в супергруппе Трансвааль установлены маломощные горизонты, содержащие коллапсные брекчии на месте выщелоченных хлоридных слоев и тонкие замещенные прослои гипса (Gandin et al., 2005). В Онежской депрессии установлена древнейшая (~2.2 млрд лет) мощная галитовая толща (~200 м), перекрытая еще более мощной ангидрит-магнезитовой толщей (~350 м) (Морозов и др., 2010; Онежская..., 2011). Накопление сомасштабных и более масштабных ( $n \cdot 100 \text{ м}$  мощности,  $[10 \div 100] \cdot 10^3 \text{ км}^2$  по площади) аналогов в период между ВОС и НОС сомнений не вызывает: во многих осадочных бассейнах мира этого диапазона возрастов установлены многочисленные проявления коллапсных брекчий (нередко – многоярусных) и мощных ангидритовых/гипсовых пластов (обычно псевдоморфно замещенных). В интервале 2.2-2.1 млрд лет глобально фиксируется изменение порядка высаливания с «галит→гипс» на «гипс→галит», что отразило планетарные изменения в содержании сульфат-иона в мировом океане (Kah et al., 2004; Farquhar et al., 2010; см. рис. 5). Появление не известных в архее магнезитовых залежей в морских и боратовых в континентальных эвапоритах, также указывает на существенные изменения в химизме гидросферы того времени.

Следующие по возрасту сульфатно-галитовые толщи, хлориды которых не были выщелочены и сохранились в почти исходном виде, распространены в Австралии и относятся к периоду НОС (Walter, Veivers, 2000). После НОС такие формации возникли во многих бассейнах мира, часть из которых содержит калийные и калийно-магниево-натриевые соли, наличие которых в докембрийских аналогах не доказано.

*Важные геологические аспекты развития биоты.* Микробная форма жизни существовала, возможно, уже в гадее (>4 млрд лет), а по завершению массивированных метеоритных бомбардировок Земли ~3.9 млрд лет назад должна была приобрести стабильность в развитии (Nisbet, Fowler, 2003; Schopf et al., 2007). Древнейшие рудоносные джеспилиты зеленокаменного пояса Исуа с возрастом 3.7 млрд лет, сформировавшиеся в морской среде, заведомо не содержащей хотя бы минимально значимые концентрации свободного кислорода, рассматриваются как первое явное проявление активной деятельности железокисляющих бактерий (Konhauser et al., 2002; Kappler et al., 2005).

В архейских осадочных формациях описано много следов существования бактерий в виде строматолитов, пленчатых, нитеобразных и округлозернистых окаменелых форм, а также биомаркеров – скоплений углерод- и/или карбонатсодержащих пород с облегченным изотопным составом (Schopf et al., 2007; Reddy, Evans, 2009). Установлены также литифицированные продукты жизнедеятельности, часть из которых, как полагают, продуцирована цианобактериями, а часть, в отложениях не древнее 2.7 млрд лет – простейшими

эукариотами (Федонкин, 2009; Reddy, Evans, 2009). Принадлежность маркеров эукариотам находит пока очень много контраргументов (Canfield, 2005; Kirschvink, Kopp, 2008), но существование цианобактерий в неоархее практически доказано (Eigenbrode et al., 2008; Kazmierczak et al., 2009; Waldbauer et al., 2009). Кроме того, установлено, что эти аэробные фотосинтезирующие кислород бактерии входили в достаточно сложные экосистемы, где обитали и другие микроорганизмы: анаэробные фототрофы, хемоавтотрофы (метано- и ацетогенерирующие), анаэробные гетеротрофы (железо- и сульфат-редуцирующие бактерии, анаэробные метилотрофы) и аэробные гетеротрофы (Czaja et al., 2010).

Наличие цианобактерий объясняет свидетельства роста кислорода в неоархее, зафиксированные в изотопии Sr и Mo осадков, небольшом росте дисперсии в изотопии серы, повышении концентрации сульфат-иона и др. малоамплитудных явлениях. Однако, все они требуют содержания кислорода на 2-3 порядка ниже тех, что соответствуют формированию красноцветных пород через 200 млн лет после появления этих индикаторов. Тому, что цианобактериям удалось продвинуть оксигенацию так далеко, способствовало особое сочетание нескольких факторов в середине – конце сидерия. С одной стороны, это снижение генерации CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub> и интенсифицированного расхода CO<sub>2</sub>. С другой стороны, появились факторы потенциально благоприятные для биогенной и абиогенной оксигенации: увеличение доступного фосфора из-за снижения извлечения его джеспилитами (спад их образования к рубежу 2.4 млрд лет), подледниковые оксигенированные оазисы в морях за счет пероксидного эффекта и т.д. (Kirschvink, Kopp, 2008). В результате активный биофотосинтез кислорода после второго гуронского оледенения 2.3 млрд лет назад привел к явному окислению атмосферы и приповерхностной гидросферы (красноцветы, латериты). Сопутствующая гляциолизация климата способствовала массовому захоронению неокисленного органического углерода, что отразилось в заметно утяжеленной изотопии карбонатного углерода в отложениях того периода (Bekker et al., 2001). Дальнейшая оксигенация атмосферы и гидросферы привела в интервале 2.2-1.8 млрд лет к еще большей интенсификации процессов окислительного выветривания на суше, массивному выносу минеральных питательных веществ (особенно фосфора) и, как следствие, дальнейшему увеличению массы и росту разнообразия микробиоты, особенно строматолитообразующей (Семихатов, Раабен, 1994; Grotzinger, Knoll, 1999). Древнейшие литифицированные остатки простейших водорослевых эукариот были также обнаружены в отложениях этого возраста (Федонкин, 2009; Reddy, Evans, 2009). Очевидна также интенсификация деятельности сульфат-редуцирующих бактерий в тот же период по данным изотопии S<sup>34</sup> (рис. 5).

На протяжении мезопротерозоя новых столь же выразительных революционных событий не отмечено, хотя изменение видового разнообразия микробиоты, особенно эукариотной, продолжалось (Porter, 2004). В период после 1.2 млрд лет, но особенно в интервале 0.85-0.55 млрд лет, включающем весь НОС, отмечается интенсификация мутогенной активности эукариотов при одновременном снижении распространенности и разнообразия у строматолитообразующих бактерий (Bengtson, 2002). С начала НОС и до Стертского оледенения, т.е. в течение ~100 млн лет, возникло практически столько же новых типов эукариот, сколько за предыдущий миллиард лет. Тогда же отмечено возникновение такого явления как хищничество между эукариотами и реакция на него в виде минеральных оболочек – карбонатных, кремнистых, фосфатных или агглютинированных (Knoll, 2003; Porter, 2004). В отложениях, накопившихся в межледниковые периоды НОС, появлялись все новые типы водорослей, а также первые, еще очень мелкие (до 0.5 мм) метазоа (Yin et al., 2007; Cohen et al., 2009). Массовое появление макроформ палеофауны, названное вендским феноменом, пришлось на окончание НОС (Федонкин, 1987; Porter, 2004). Это совпало с периодом отрицательной изотопной аномалии углерода Шурам-Вонока, указывающей на необычайно активное участие биогенного углерода в морском карбонатогенезе (Shields-Zhou, Och, 2011). Во время кембрийского «взрыва» биоразнообразия на смену вендским почти исключительно мягкотелым формам пришли животные, защищенные раковинами или, что более показательнее, коллагеновым/хитиновым внешним скелетом, тре-



бующим большого расхода кислорода на свое создание и потому возможным только при содержаниях кислорода в морской воде, близких к современным значениям (Towe, 1970; Saul, Schwartz, 2007). В кембрии также появились и высокоподвижные формы типа хордовых, которые предельно требовательны к среде обитания ввиду большого потребления кислорода для получения энергии, необходимой при целенаправленном перемещении в пространстве. Многие типы животных, возникшие в кембрии, обитают на Земле и сейчас (Saul, Schwartz, 2007), что осуществимо только при возможно варьирующем, но всегда высоком уровне оксигенации атмосферы и основной части гидросферы. Это вполне согласуется с данными по содержанию кислорода в атмосфере, полученными другими методами (рис. 5). Данные по изотопии серы указывают, что с НОС связана новая фаза интенсификации биогенной сульфат-редукции до уровней, очень близких современным, что также является индикатором роста влияния органического мира на геологические процессы.

В дальнейшем высокий уровень оксигенации и, вследствие этого, устойчивый над внеполярными областями озоновый слой, защищающий от жесткой части спектра солнечного излучения, способствовал расселению на поверхности суши значительных количеств бактерий, чья деятельность привела к созданию первых почв, что, в свою очередь, позволило к середине силура появиться на суше высшим растениям (Kenrick, Crane, 1997).

#### Геоисторическая изменчивость металлогении осадочных бассейнов и вулканитов морского дна

Оксигенационные события и сопутствовавшие им глобальные изменения климата, химизма гидросферы и развития биоты находят очевидное отражение в геоисторической изменчивости металлогении осадочных бассейнов.

*Полиметаллы.* Стратиформные (пластовые, линзовидно-пластовые) и стратифицированные (литостратиграфически ограниченные прожилково-вкрапленные, брекчиево-прожилковые и жильные) месторождения Pb, Zn, Cu, Co, а также флюорита и попутного в некоторых типах барита были разделены на три основные группы: а) колчеданные в вулканических и вулканогенно-осадочных толщах – вулканогенно-колчеданные, б) колчеданные в осадочных породах со слабым развитием вулканогенных пород или даже при их отсутствии – эксгаляционно-осадочные в осадочных толщах (SEDEX), в) эпигенетические в осадочных породах – осадочно-эпигенетические: медистые±кобальт, полиметаллоносные и флюоритоносные песчаники и сланцы, полиметаллы±флюорит±барит или флюорит±барит в карбонатных породах (тип долины Миссисипи – MVT) и переходные типы к SEDEX (ирландский тип).

Отложение руд в объектах первой группы происходит внутри или вблизи субмаринных вулканических построек из самых высокотемпературных (в рассматриваемом ряду типов месторождений) гидротерм (>350 °С) с кислой реакцией и относительно низкой соленостью (Дергачев, 2010; Franklin et al., 2005; Galley et al, 2007; Pirajno, 2009, и др.). Система самодостаточна по рудообразующим компонентам и сере, а отложение сульфидов происходит из-за изменений РТ-условий вблизи морского дна. Массовое отложение сульфатов (барит, ангидрит) – следствие взаимодействия сульфат-иона морской воды с катионами гидротерм.

Месторождения двух других групп являются средне- и низкотемпературными (в основном 100-250 °С). Материнскими являются растворы-рассолы экзогенной и/или диагенной природы, имеющие повышенную агрессивность не только из-за нагретости, но и за счет высокой концентрации хлоридов (Ручкин, Донец, 2002; Brown, 2005; Hitzman et al., 2005; Leach et al., 2010). Высокую соленость обеспечивают процессы эвапоритизации морской воды до ее проникновения в осадочную толщу (наиболее обычно) и/или фильтрация воды любого происхождения через эвапориты. Рассолы приводятся в движение тектоническими процессами внутри и по периферии осадочного бассейна (обе группы) или/и остывающими под ними субвулканическими интрузиями (часть SEDEX). Они обогащаются полиметаллами и другими компонентами, участвуя в разложении алюмосиликатов и оксидов-гидроксидов проницаемых терригенных красноцветных толщ. По составу рас-

творы-рассолы не являются самодостаточными: они нуждаются во внешнем геохимическом барьере для осаждения, так как недостаточно богаты сульфидной серой. Поэтому в формировании рудных залежей всех этих типов активную роль играют процессы, приводящие к росту ее концентраций: биогенная и термохимическая сульфат-редукция, смешение с флюидными ореолами залежей углеводородов или подземными водами сероводородной специализации.

В кенорский цикл, т.е. в период до ВОС, формировались только вулканогенно-колчеданные месторождения (Дергачев, 2010). Древнейшие мелкие месторождения медистых песчаников появились в колумбийском цикле в интервале 2.25-2.22 млрд лет в богатой красноцветами формации Бар-Ривер в верхах супергруппы Гурон (рис. 6), а первое КСКМ данного типа (Удокан) возникло уже в конце аномалии Ломагунди-Ятулий, маркирующей кульминацию и завершение ВОС. Принципиально важно, что наряду с наличием красноцветов, выступающих источником рудных элементов, к тому времени существовали уже крупномасштабные резервуары сульфатно-хлоридных рассолов, выполняющих, согласно современным генетическим моделям, роль материнских растворов. Безусловным свидетельством реальности существования таких резервуаров стали мощные сульфатно-хлоридные эвапориты Онежской депрессии и их реликты, описанные в других местах. В дальнейшем месторождения типа медистых песчаников и сланцев формировались неоднократно. Во многих случаях связь с эвапоритоносными толщами установлена очень четко. Наиболее яркие примеры с доказанными связями – неопротерозойский Замбийско-Катангский медно-кобальтовый пояс и фанерозойская провинция Цехштейн-Купфершифер (Hitzman et al., 2005; Selley et al., 2005).

В конце ВОС или непосредственно после него возникли древнейшие месторождения типа MVT (Буши-Парк, Перинг, Мариико) (Kesler et al. 2007). Они локализованы именно в тех неоархейских формациях супергруппы Трансваль, которые содержали древнейшие из известных массивные (хотя и маломощные) сульфатно-хлоридные эвапориты. Растворение последних некоторые специалисты напрямую связывают с формированием материнских растворов-рассолов и локализацией части рудных тел. Не случайной также представляется непосредственная близость этих месторождений к району, где установлены древнейшие в мире красноцветные песчаники формации Таймбол-Хилл и такого же типа коры выветривания формации Хекпорт. Но сами месторождения полиметаллов и флюорита там возникли только через ~0.4-0.5 млрд лет после отложения солей и ~0.2-0.3 млрд лет после красноцветов. Вероятно, такой временной сдвиг был обусловлен необходимостью достижения нужного уровня концентрации сульфат-иона в материнских растворах-рассолах таких месторождений, что, судя по эволюции эвапоритов, произошло у рубежа 2.1 млрд лет.

Для месторождений типа MVT характерна принципиальная интенсификация формирования после НОС и заметно больший, в среднем, масштаб оруденения (рис. 6). Специалисты связывают это с большей проницаемостью органогенных карбонатных пород фанерозоя относительно всегда более плотных мелкозернистых хемогенных карбонатов докембрия (Leach et al., 2010).

Месторождения типа SEDEX стали формироваться с рубежа колумбийского и риднийского циклов (рис. 6). Их руды отлагаются в застойных глубоких впадинах морского дна с активной бактериальной сульфат-редукцией. Единственным реальным источником сульфат-иона для массовой редукции является вода морского бассейна. Время появления месторождений типа SEDEX совпадает с периодом, когда оксигенация океана, сопровождаемая обогащением сульфат-ионом, достигла значительных глубин (Slack et al., 2007) и обусловила появление в глубоких застойных депрессиях условий для устойчивой сульфат-редукции.

*Уран.* Рассмотрены конгломератовый, в несогласиях и песчаниковый типы. Первый из них связан с накоплением в терригенных толщах детритного уранинита, основная часть которого после захоронения капсулировалась в природных битумах, попавших в те же породы при седиментации и ограничено в них мигрировавших при диагенезе и катагенезе.

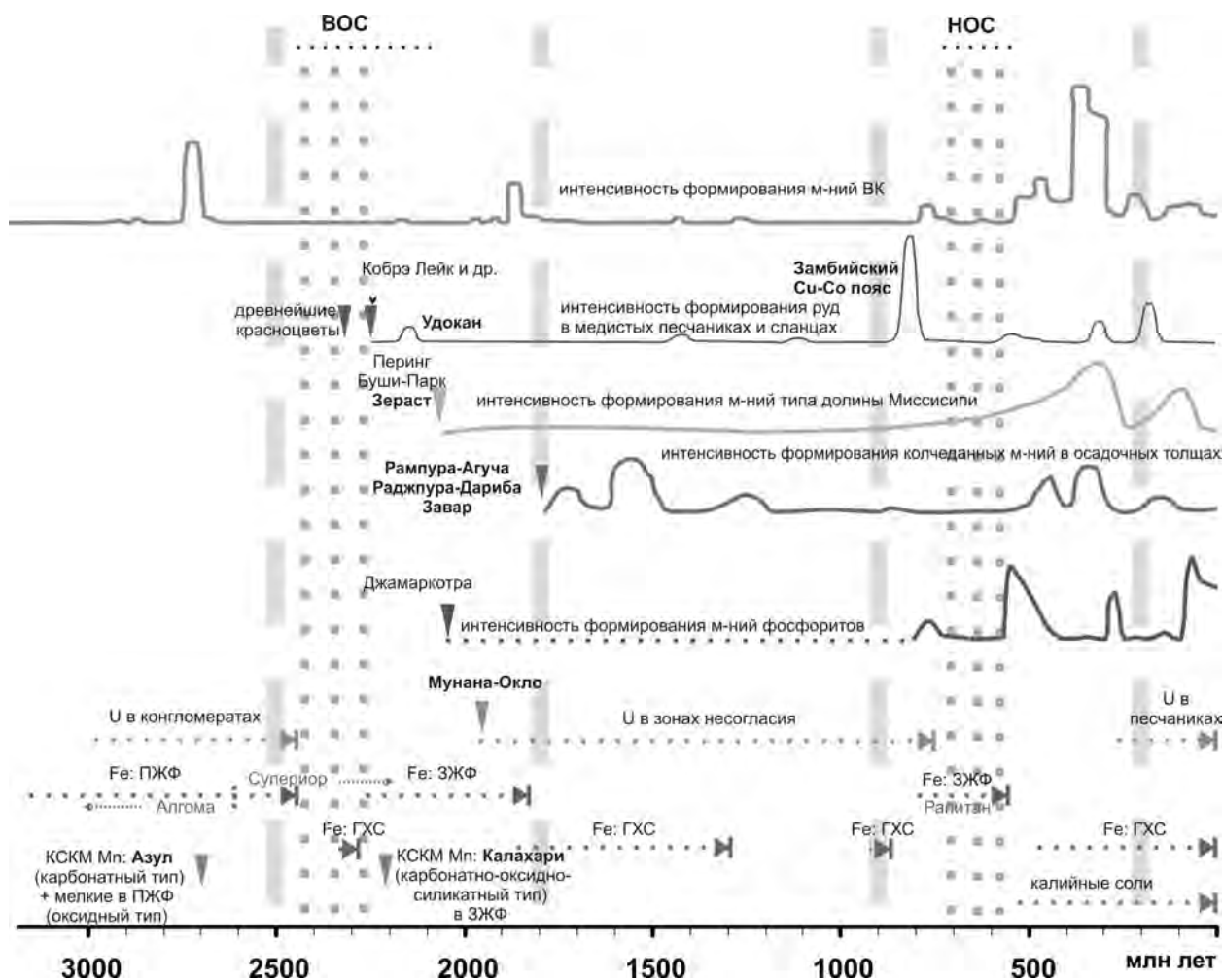


Рис. 6. Месторождения осадочных бассейнов в истории Земли. Интенсивность формирования вулканогенно-колчеданных месторождений (ВК) по (Дергачев и др., 2000), Pb-Zn( $\pm$ F) типа долины Миссисипи, колчеданных в осадочных толщах по (Goodfellow, Lydon, 2007), фосфоритов в фанерозое по (Киперман, 1996); данные по другим типам синтезированы автором. Пунктирные широкие вертикальные линии – межцикловые рубежи, остальное – см. рис. 5.

Часть минерализации представлена также аморфным урано-органическим веществом типа тухолита. Некапсулированный уранинит замещался в более поздних процессах браннеритом и ураноносным лейкоксеном. Такие месторождения могут сопровождаться значительными аккумуляциями золота (Витватерсранд), но не обязательно (Блайнд-Ривер).

Типы в песчаниках и несогласиях в принципиальных чертах генезиса очень похожи: они являются результатом выноса легко растворимой высокозарядной ( $U^{6+}$ ) формы урана, преимущественно в виде уранил-хлоридных комплексов из тех частей вмещающих толщ, где мигрируют подземные воды высокой солености различного происхождения (диагенные, эвапоритогенные и т.п.) и последующего осаждения низкозарядной формы урана ( $U^{4+}$ ) на восстановительных барьерах разной природы: высокоуглеродистые литофации (графитистые, углистые), встречные потоки восстановленных растворов или углеводородов, зоны рассеянной аутигенной сульфидной минерализации и т.п. (Кисляков, Щеточкин, 2000; Kominou, Sverjensky, 1996; Polito et al., 2005; Cuney, Kyser, 2008; Jefferson et al., 2007). Формирующиеся залежи могут быть как стратифицированными, так и структурно-контролируемыми (секущие тектонизированные зоны). Наиболее принципиальная разница между типами состоит в том, что в формировании залежей в песчаниках принимают участие относительно холодные ( $<100\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) раннедиагенные и/или метеорные воды, в то время как для месторождений несогласия рудоносные растворы формируют глубоко цир-



кулирующие (>2.5 км) и нагретые (до 200 °С и выше) позднедиагенные и катагенные воды или захороненные эвапоритогенные рассолы.

Все залежи, возникшие до ВОС, представлены конгломератовым типом с детритным уранинитом, который в более молодых терригенных толщах в массовых проявлениях не известен (рис. 6). Между ВОС и НОС ведущим стал тип в несогласиях, условия формирования которого требуют наличия свободного кислорода в гидросфере. После НОС главным стал песчаниковый тип, тяготеющий к терригенным толщам, содержащим органический детритус, сформированный за счет растений суши. Есть мнение, что подобные месторождения могли формироваться с конца силура, когда флора начала колонизировать сушу (Toens, Andrews-Speed, 1984). Однако все достоверно датированные объекты такого типа не древнее карбона-перми (Pirajno, 2009), а КСКМ известны только с мезозоя.

Наличие месторождений несогласия только до НОС связано, возможно, с уровнем оксигенации зоны гипергенеза: при ее уровнях, достигнутых после НОС, интенсивность разложения ураноносных детритных минералов в корах выветривания и терригенных грубозернистых толщах и соответствующие масштабы выноса урана из них стали столь велики, что ко времени глубокого захоронения, когда основные процессы, ответственные за рудообразование в месторождениях типа несогласия собственно и начинались, эти потенциальные источники урана уже были истощены. Таким образом, оксигенация поверхности суши для последующего формирования подобных объектов избыточна, в отличие от периода времени между ВОС и НОС, когда она, вероятно, была оптимальна для формирования залежей типа несогласия.

*Железные руды.* Рассмотрены месторождения джеспилитового и гетит(±гематит)-хлорит-сидеритового (ГХС) типов. Генезис джеспилитов – одна из самых дискутируемых тем в мировой геологической литературе, где обсуждение преимущественно акцентировано на механизме осаждения и процессах раннего диагенеза, в меньшей степени – на источнике рудных компонентов. В последнем аспекте в основном достигнут консенсус: почти все согласны, что они поступали из разных источников, но доминируют гидротермы вулканических полей морского дна, двухвалентное железо из которых могло мигрировать на большие расстояния ввиду отсутствия достаточного количества окислителей (O, S). Отложение гидроксидного железа связывают с деятельностью железобактерий или появлением в морском бассейне оазисов или слоев, богатых кислородом в силу биогенных процессов (Bekker et al., 2010 и мн. др.). Выделяют три типа джеспилитов по литофациальной позиции: Алгома (в вулканических полях), Супериор (в существенно хемогенно-осадочных разрезах в присутствии вулканитов и терригенных пород) и Рапитан (в морских фациях с тиллитами). По структурно-текстурным особенностям различают полосчатую (ПЖФ) и зернистую (ЗЖФ) железистые формации, из которых вторая отличается меньшей выдержанностью железисто-кремнистых ритмов по простиранию и наличием прослоев с пеллоидными структурами.

По генезису ГХС руд, которые всегда локализованы в терригенных комплексах, больших дискуссий нет: всеми признается ведущая роль континентального выноса железа в виде органоминеральных комплексов и его осаждение в прибрежно-морских или русловых фациях в окислительных условиях (Van Houten, Bhattacharyya, 1982; Холодов, Бутова, 2008; и др.). Для этих руд обычны пеллоидные структуры (до оолит-пизолитовых), зернистые структуры без ритмичности и внутрiformационные размывы.

Геоисторическая смена типов железных руд в осадочных бассейнах также нашла обоснование в рассмотренных глобальных процессах (рис. 6). До ВОС формировались только объекты ПЖФ с доминированием типа Алгома на протяжении большей части архея. В конце кенорского и начале колумбийского цикла было господство ПЖФ типа Супериор, которые сформировали самые крупные железорудные бассейны мира: КМА, Кривой Рог, Железорудный Четырехугольник, Хамерсли, Трансвааль. Накопление залежей ПЖФ происходило на значительных глубинах в нестратифицированных по содержанию кислорода морских бассейнах с длительно функционирующими «оазисами», заселенными

железоокисляющими или, что менее вероятно, но окончательно не опровергнуто, фотосинтезирующими кислород бактериями. Глубоководное положение залежей объясняется тем, что бактерии располагались внизу фотической зоны, чтобы избежать прямого действия жесткой части спектра солнечного излучения (Bekker et al., 2010).

В рамках ВОС и до конца колумбийского цикла известны как разномасштабные месторождения джеспилитов ЗЖФ, так и более редкие не крупнее среднего масштаба залежи ГХС руд. Это хорошо коррелируется с появлением заметных объемов свободного кислорода в атмосфере, включая и стратосферу, где образовался гасящий жесткое излучение озоновый слой: верхняя граница области формирования железных руд переместилась на меньшие глубины – вблизи и выше приливно-штормовой границы. Доминирующими стали месторождения ЗЖФ, по-прежнему использовавшие железистый нижний слой океана в качестве основного резервуара железа и кремнезема, но в рудоотложении, наряду с бактериальными процессами, стало активно участвовать прямое окисление на границе раздела верхнего (с кислородом) и нижнего (пока еще без кислорода) слоев морских бассейнов. Близодновременно часть выноса железа с континентальной суши палеореками стала аккумулироваться в месторождениях с рудами ГХС-типа, на что указывают палеофациальные реконструкции самых древних залежей данного типа (Coetzee et al., 2006). После завершения оксигенации глубокого океана на рубеже колумбийского и родинийского циклов в бассейнах седиментации на протяжении одного миллиарда лет формировались только объекты ГХС. Слабая распространенность и ограниченность масштабов залежей руд ГХС-типа этого периода указывает, скорее всего, на ограниченность резервуаров, из которых было возможно поступление железа – следствие заведомого отсутствия таких крупномасштабных источников, какими стали болота и богатые гумусом почвы для их аналогов в фанерозое.

Эпоха неопротерозойских глобальных оледенений, явившаяся следствием НОС, ознаменовалась возобновлением периодической аноксии в гигантских морских резервуарах. Это вновь дало возможность накапливаться огромным объемам растворенного двухвалентного железа, которое в фазы глобального таяния ледников окислялось и выпадало в осадок вместе с тиллитами, создав, в том числе, крупномасштабные аккумуляции гематитовых ЗЖФ рапитанского типа.

После НОС, когда концентрация кислорода в атмосфере и гидросфере выросла в несколько раз по сравнению с предшествующим периодом, в мировом океане хотя и случались крупномасштабные аноксические события, но они никогда не были глобальными, не затрагивали водную толщу на всю глубину и имели сероводородную специализацию с активным осаждением сульфидов железа за счет очень активной сульфат-редукции. Последнее стало следствием дальнейшего увеличения концентраций сульфат-иона в океане и появления там практически неограниченного его резервуара (рис. 5). Поэтому в фанерозое в прибрежно-морских зонах осадочных бассейнов формировались железные руды только ГХС-типа, максимумы накопления которых совпадают с максимумами эвстатической кривой (Wilde, Berry, 1984). С появлением на суше высших растений стали возникать также озерно-болотные сидеритовые руды (Холодов, Бутузова, 2008).

*Фосфориты.* Современные модели генезиса их месторождений указывают на многостадийный с вариациями процесс, включающий снос фосфора с континентов, его концентрирование в живых организмах (в основном в микробиоте), а затем при их отмирании в осадках, последующая его мобилизация вблизи нижней геохимической границы окислительных реакций в илах шельфа или мелкого моря и фиксация затем на кальциевом барьере (Холодов, 2003; Trappe, 1998; Ruttenger, 2004).

Вопреки имеющимся утверждениям о существовании архейских фосфоритов (Юдин, 1989, 1996), эти данные на современном уровне знаний не подтверждаются. Первые и сразу многочисленные проявления, но с очень редкими среди них промышленными залежами, сформировались после ВОС (рис. 6). Начавшееся тогда массовое окисление сульфидной серы пород суши и формирование в результате в зоне выветривания кислот, эффек-

тивно переводивших фосфор в растворимые формы, которые транспортировались в морские бассейны, привело к расцвету биоты и росту объемов захоронения ее остатков на дне. Наличие в этих осадках, благодаря ВОС, окислительного барьера также способствовало появлению фосфоритов именно в то время. Сыграло роль и уменьшение интенсивности накопления джеспилитов – главного концентратора фосфора в осадочном процессе до ВОС. Древнейшие КСКМ фосфоритов приурочены к самому началу НОС, а сразу после него был один из сильнейших всплесков фосфоритообразования, давший начало многим крупным фосфоритовым бассейнам. Новый импульс оксигенации сопровождался коренными преобразованиями в мире живых организмов, вплоть до появления и массового распространения многоклеточных животных. Самым ярким примером влияния последних на фосфоритообразование являются КСКМ оболусных фосфоритов Прибалтики. После НОС были и другие мощные импульсы фосфоритообразования (рис. 6).

Отмечен параллелизм фосфоритообразования с апатитоносным карбонатитовым магматизмом. Первые месторождения фосфоритов возникли лишь в одну эпоху с проявлениями такого магматизма, давшего древнейшие КСКМ апатита Палабора и Маунт-Уэлд (~2.05 млрд лет). Выбросы фосфора в подобных крупных комплексах через вулканические газы и быстрый размыв вмещавших их вулканических построек в условиях активной деятельности агрессивных окисленных поверхностных вод должны были также сказаться на увеличении поступления фосфора в морской бассейн и стимулировании фосфоритообразования. Этот сценарий поддерживается и дальнейшим развитием событий: в конце НОС был другой мощный всплеск карбонатитового магматизма (Томтор, Белозиминское и т.д.), близодновременно с которым начали активно формироваться крупные фосфоритоносные бассейны эдиакарского возраста. На протяжении всего фанерозоя щелочной магматизм, включая апатитоносный, нарастал (рис. 4). Периодические импульсы фосфоритообразования, хотя и не всегда буквально совпадали с ними по времени, но тоже были мощными.

*Месторождения калийных солей и боратов в эвапоритах.* Древнейшая сильвиновая минерализация зафиксирована в галитовой толще Онежской депрессии периода ВОС (Морозов и др., 2010). До начала НОС других сохранившихся хлоридных толщ не известно. В эвапоритах периода НОС ни сильвин, ни другие эвапоритогенные минералы калия не известны. Все известные экономически привлекательные или хотя бы отдаленно к ним приближающиеся аккумуляции калийных солей стали формироваться только вскоре после завершения НОС с рубежа неопротерозоя и фанерозоя (рис. 6).

Калийное сырье в залежах каменных солей известно как в виде сильвина, так и в виде сложных К-Mg хлоридов и/или сульфатов. Специалистами показано, что их состав в месторождениях коррелируется с характером минерализации океанической воды в соответствующий период (Hardie, 1996; Lowenstein et al., 2001, 2003). В эпохи активного спрединга и высокого уровня моря (от начала кембрия до визейского века карбона и от начала средней юры до олигоцена включительно) океаническая вода была относительно обогащена Са ( $Mg/Ca < 2$ ), а вариации его концентраций в интервале значений этого отношения 0.8-2.0 были относительно медленными. В абиогенных карбонатных осадках этих интервалов времени доминировал низкомагнезиевый кальцит («кальцитовый» океан), а в калийных солях – хлоридные фазы: сильвин с небольшой относительной долей карналлита. Безкалийные соли Mg этих периодов обычно представлены тахигидритом. В другие периоды фанерозоя состав океанической воды отвечал молярному отношению  $Mg/Ca > 2$ . С визейского века карбона по ааленский век юры оно в интервале значений 2.0-4.2 пикообразно варьировало несколько раз, а в неогене-квотере имеет резкий рост до значения 5.2. В эти «магнезиевые» периоды среди абиогенных карбонатов в морских осадках доминировал арагонит и высокомагнезиальный кальцит («аргонитовый» океан), а в калийных солях отлагались не только хлоридные, но и сульфатные фазы, причем с более значимой ролью Mg – каинит, лангбейнит, полигалит. Они даже формировали месторождения, в которых сильвин и карналлит – второстепенные фазы, как, например, в Предкарпатском прогибе. В эвапоритах «магнезиевых» периодов заметно шире перечень промышленных минералов, и

обычны высокие концентрации не только К-Mg, но и бескалийевых сульфатов Mg, а среди бескалийевых хлоридов Mg преобладает не таксигидрит, а бишофит, который даже образует собственные промышленные залежи. В тех случаях, когда в одних и тех же разрезах эвапоритов конца палеозоя – начала мезозоя встречаются и существенно сульфатные, и существенно хлоридные соли К и Mg, они стратиграфически всегда разобщены, что детально описано в Прикаспии (Бочаров, Халтурина, 1981) и Цехштейне (Борисенков, 1981).

Автором в тесном сотрудничестве с Т.В. Романюк проведен синтез данных по строению литосферы, тектоническим, магматическим, геотермальным минерализационным событиям в пяти крупнейших бор-литиеносных провинциях миоцен-четвертичного возраста для реконструкции там палеогеодинамических обстановок, предшествующих и сопровождающих формирование месторождений Li и В в континентальных эвапоритах и рассолах саларов (Романюк, Ткачев, 2009, 2010; Ткачев, Романюк, 2009, 2010). В результате удалось обосновать и детально описать оригинальную трехэтапную модель их формирования.

На первом этапе, по сути своей подготовительном, происходит обогащение верхних слоев океанической литосферы Li и В за счет взаимодействия с морской водой (базальты, серпентинизированные перидотиты) и накопления богатых этими же элементами глинистых осадков, которые затем затягиваются в зонах субдукции на большие глубины. Под действием изменяющихся давлений и температур там происходят физико-химические преобразования вещества, в том числе дегидратация водосодержащих минералов и частичное плавление пород, что приводит к перемещению значительных объемов этих элементов в надсубдукционную литосферу. На этой стадии у дневной поверхности могут появляться ореолы пород с повышенным фоном бора, но месторождения Li и В не формируются даже при наличии там эвапоритов.

Ключевым моментом второго этапа является деляминация предварительно обогащенного бором/литием фрагмента литосферной мантии надсубдукционной зоны. Она могла происходить как при незавершенной, но предварительно длительной субдукции (западные окраины обеих Америк), так и после завершения аккреции (Анатолийский п-ов) или в ходе коллизии (Тибет). Процесс сопровождается глубокой тектоно-магматической переработкой больших объемов вещества литосферы, при которой создаются благоприятные условия для выноса к поверхности Земли бора и лития вместе с магмо-флюидным потоком. Прорыв его к поверхности наиболее вероятен в структурах растяжения коры над восходящим астеносферно-мантийным противотоком, замещающим деляминированный фрагмент. По-видимому, основной объем Li и В приносится к поверхности глубинными высококалийевыми магмами низкой и средней кремнекислотности (лампрофиры, шошониты, латиты, а также трахиты, трахибазальты, трахиандезиты), так как только после их появления во всех провинциях начинался продуктивный эвапоритогенез.

На третьем этапе вынесенные к поверхности бор и литий формируют лимнические месторождения, но только в том случае, если попадают в бессточные озера, в которых в условиях аридного климата происходит интенсивное выпаривание воды и образование рудоносных рассолов и/или лимнических отложений. До попадания в конечные резервуары выпаривания эти элементы могут длительно циркулировать в эпитермальных системах, накапливаться в промежуточных коллекторах, вновь мобилизовываться.

Появление боратов в толщах, демонстрирующих признаки принадлежности к континентальным эвапоритам, начиная с периода именно сразу после ВОС (Golani et al., 2002; Peng, Palmer, 2002), представляется вполне закономерным, так как возможно только при оксигенированной атмосфере и гидросфере.

### *Положение 3*

Для анализа роли циклов в формировании ресурсной базы ведущих видов минерального сырья была проделана соответствующая обработка данных из БД КСКМ, а также дополнительной информации, позволяющей, по возможности, показать время возникновения древнейшей минерализации и/или первых некрупных месторождений того или иного

вида сырья. Результаты такого анализа синтезированы в генерализованном виде в таблице, где цикловые потенциалы КСКМ всех видов сырья классифицированы на четыре уровня значимости. Из этого обобщения следует, что все циклы различаются интенсивностью формирования ресурсов каждого вида сырья и, соответственно, перечнем видов сырья, которые формировали в них КСКМ. При этом, хотя и с вариациями, прослеживается тенденция от ранних циклов к более поздним к расширению списка видов сырья, формирующих в них значительный потенциал. Сравнительный анализ циклов также показал существенные различия между ними по типам КСКМ, имевшим значение для формирования ресурсного потенциала каждого вида сырья.

*Кенорский* цикл принципиально важен для металлогении Au (конгломераты, мезотермальные в зеленокаменных поясах, меньше – вулканогенно-колчеданные, железоксидный медно-золоторудные – ЖОМЗ, порфиновые) и Cr (расслоенные интрузии). Существенно его значение для Fe (джеспилиты), Ni (коматииты), Pt-Pd (расслоенные интрузии), Ta и Li (гранитные пегматиты), U (конгломераты) и Sb (мезотермальные). Относительно небольшой сырьевой потенциал КСКМ цикла в металлогении Ag, Cu и Zn (вулканогенно-колчеданные), V (расслоенные интрузии), Mn (карбонатные проторуды черных сланцев), Mo (Mo-Cu порфиновые) и W (скарны). Все остальные виды сырья, задействованные в анализе, или создали единичные крупные и небольшое количество более мелких аккумуляций в качестве попутного компонента (Sn, Co), или только мелкие (крайне редко – средние) попутные концентрации (Pb, Nb, TR, Hg, алмазы). Не известны месторождения бокситов (даже метаморфизованных), F, K, B и листового мусковита.

В *колумбийском* цикле глобального значения аккумуляции создали Cr, Pt-Pd и V (расслоенные интрузии), Fe (джеспилиты, меньше – расслоенные интрузии, еще меньше – кирунский тип и скарны) и Mn (джеспилиты, меньше – карбонатные проторуды черных сланцев и гондиты), Ta (гранитные пегматиты, сиениты-щелочные граниты, карбонатиты). Значительные концентрации имеют Ni (расслоенные интрузии, меньше – коматиитовые базальты и дифференцированные ферропикриты), F (эпигенетические в осадочных толщах, карбонатиты и субщелочные граниты), B (озерные вулканогенно-осадочные/скарны?), листового мусковита (гранитные пегматиты). Скромный потенциал цикла для Au (мезотермальные, меньше – конгломераты и порфиновые), Ag (мезотермальные в связи с базитами), Cu (эпигенетические в осадочных толщах, расслоенные и дифференцированные интрузии, ЖОМЗ), Pb и Zn (эпигенетические в осадочных толщах, вулканогенно-колчеданные), Co (аналогично Ni), Nb и TR (карбонатиты, сиениты-щелочные граниты), Li (гранитные пегматиты), U (конгломераты, меньше – в несогласиях и щелочных метасоматитах), P (карбонатиты, меньше – габброиды). Весьма незначителен потенциал цикла в отношении Mo, W, Sn и алмазов, для которых в цикле не известно КСКМ. Для Sb, Hg и бокситов даже потенциальных месторождений не известно совсем.

*Родинийский* цикл стал одним из ключевых в металлогении Pb и Zn (колчеданные в осадочных толщах, меньше – мезотермальные и эпигенетические в осадочных толщах), U (в несогласиях, ЖОМЗ, меньше – щелочные метасоматиты и нефелиновые сиениты), TR (карбонатиты, меньше – сиениты и нефелиновые сиениты) и листового мусковита (пегматиты). Заметен был вклад цикла в суммарный потенциал Cu (ЖОМЗ, расслоенные интрузии, меньше – эпигенетические в осадочных толщах), Ag (колчеданные в осадочных толщах, мезотермальные, меньше – эпигенетические в осадочных толщах), Sn (субщелочные-щелочные граниты, меньше – связанные с лейкогранитами грейзены и жильные поля, еще меньше – пегматиты), Ta (аналогично Sn плюс нефелиновые сиениты), V (габброиды, расслоенные интрузии, меньше – щелочные метасоматиты) и алмазов (кимберлиты, лампроиты). Скромно проявлен цикл в металлогении Au (мезотермальные, ЖОМЗ), Ni и Pt-Pd (расслоенные интрузии), Fe (мафит-ультрамафитовые интрузии, кирунский тип, эпигенетические в осадочных толщах). В этом же ряду и F, но цикл в отношении его выделяется особо, поскольку он единственный, в рамках которого известны КСКМ (Питинга, Ивигут), промышленно ценные не на флюорит, а криолит (щелочные граниты, их пегматиты).

## Специализация металлогенических циклов по видам сырья в КСКМ

цикл \ значимость	Кенорский	Колумбийский	Родинийский	Пангейский	Амазийский
высокая (>20%)	Au, Cr	Cr, Pt-Pd, Fe, Mn, V, Ta	Pb, Zn, TR, U, SM	Cu, Fe, V, Co, Pb, Zn, W, Sn, Ta, Nb, TR, Li, K, P, Dia, Al, Hg, F, SM	Au, Ag, Cu, Ni, Co, Mn, Pb, Zn, Mo, W, Sn, Li, U, P, Dia, Sb, Al, F, B
умеренная (5-20%)	Ni, Pt-Pd, Fe, Ta, Li, U, Sb	Ni, F, B, SM	Ag, Cu, Sn, Ta, Dia, V	Au, Ag, Ni, Pt-Pd, Cr, Mn, Mo, U, Sb	Fe, Ta, Nb, TR, Hg, V, K
низкая (1-5%)	Ag, Cu, Mn, V, Zn, Mo, W	Au, Ag, Cu, Co, Pb, Zn, Nb, TR, Li, U, P	Au, Ni, Pt-Pd, Fe, Nb, Li, F	B	
крайне низкая (<1%), вплоть до отсутствия КСКМ и просто месторождений	Co, Sn, Pb, Nb, TR, Hg, Dia, Al, F, K, B, SM	Sn, Mo, W, Dia, Sb, Hg, Al, K	Co, Mo, P, Cr, Mn, W, Sb, Hg, Al, B, K		Pt-Pd, Cr, SM

Примечания: 1) Значимость – доля в суммарном потенциале КСКМ соответствующего вида сырья. 2) Dia – алмазы, F – флюорит или криолит, SM – листовая слюда. 3) В нижнем ряду выделены: обычный шрифт – известны КСКМ, курсив – не известны КСКМ, курсив с подчеркиванием – не известно даже мелких месторождений. 4) Категоризация сделана исходя из ресурсов всех типов месторождений эндогенного и экзогенного генезиса. Если исключить из рассмотрения заведомо недолговечные месторождения гидроминерального сырья, это заметно изменит соотношение только для Li – повысится на один уровень категоризация в кенорском и колумбийском, понизившись аналогично в амазийском цикле. Исключение из рассмотрения рудогенных латеритов принципиально сказывается на категоризации циклов отношении Ni, Co и Al. Для Ni в этом варианте на один уровень поднимаются кенорский, колумбийский, родинийский и пангейский циклы, а амазийский опускается на три уровня вниз. Аналогично для Co, кроме пангейского цикла, уровень которого останется столь же высоким. Без латеритов вся металлогения Al практически исчезает, поскольку небокситовое сырье считается алюминиевым только в странах бывшего СССР, а его доля в глобальном производстве глинозема составляет ~1%, постоянно сокращаясь.

Незначителен потенциал Co (аналогично Ni плюс эпигенетические в осадочных толщах), Mo (эпигенетические в осадочных толщах), P (габброиды). Не удалось найти данные о формировании в родинийском цикле месторождений Mn, W, Sb, Hg, B и бокситов.

*Пангейский* цикл имел ключевое значение для еще большего числа видов сырья: Cu (эпигенетические в осадочных толщах, порфиоровые, дифференцированные интрузии, вулканогенно-колчеданные), Co (эпигенетические в осадочных толщах, дифференцированные интрузии, меньше – латериты), Fe (джеспилиты, гетит-хлорит-сидеритовые, скарновые, мафит-ультрамафитовые интрузии, включая расслоенные, меньше – кирунский тип, эксгаляционно-осадочные, карбонатиты и фоскориты), V (мафит-ультрамафитовые интрузии, включая расслоенные, меньше – черные сланцы), Pb и Zn (эпигенетические в осадочных толщах, колчеданные в осадочных толщах, вулканогенно-колчеданные, эпитермальные), Sn (связанные с гранитоидами грейзены, скарны, жильные поля, меньше – порфиоровые и пегматитовые), W (аналогично Sn, кроме пегматитов), Ta (редкометалльные граниты всего

спектра щелочности, нефелиновые сиениты, карбонатиты и гранитные пегматиты), Nb и TR (карбонатиты, много меньше – щелочные граниты и нефелиновые сиениты), Li (гранитные пегматиты, меньше – редкометалльные граниты), P (фосфориты, карбонатиты и нефелиновые сиениты), K (эвапориты), алмазов (кимберлиты), в том числе сугубо технических (эклогитово-гнейсовые комплексы), F (связанные с гранитоидами грейзены, скарны, жильные поля мезотермальной и эпитеpmальной природы, эпигенетические и эксгалационные в осадочных толщах), листового мусковита (пегматиты), Hg (в связи с трахибазальтами, эпигенетический в карбонатных толщах и джаспероидный), бокситов (осадочные, меньше – остаточные). Значителен сформированный в цикле потенциал Au (мезотермальные, порфиоровые, вулканогенно-колчеданные), Ag (эпигенетические в осадочных, вулканогенно-колчеданные, эпитеpmальные, меньше – мезотермальные и колчеданные в осадочных толщах), Ni (расслоенные и дифференцированные интрузии, меньше – мезотермальные и латериты), Pt-Pd (расслоенные и дифференцированные интрузии), Cr (подформные, меньше – в расслоенных интрузиях), Mn (джеспилиты, эксгалационно-осадочные, меньше – осадочные оксидно-карбонатные), Mo (порфиоровые, грейзеновые, жильные, скарновые, меньше – карбонатиты и в черных сланцах), U (мезотермальные жильные, черные сланцы, щелочные метасоматиты, аляскиты), Sb (мезотермальные, джаспероидные). Небольшая доля только у КСКМ бора, представленных в цикле минерализацией в морских эвапоритах и их корах выветривания. В цикле нет видов сырья из используемого списка, для которых были бы не известны КСКМ.

*Амазийский* цикл стал очень продуктивным для Au (эпитеpmальные, порфиоровые, мезотермальные и россыпи), Ag (эпитеpmальные, скарны и манто, эпигенетические в осадочных, много меньше – вулканогенно-колчеданные), Cu (порфиоровые, меньше – скарны, манто, эпигенетические в осадочных толщах), Pb и Zn (эпитеpmальные, скарны, манто, эпигенетические в осадочных толщах, колчеданные в осадочных толщах, вулканогенно-колчеданные), Ni и Co (латериты), Mn (осадочные оксидно-кабонатные и оксидные, карбонатные проторуды в черных сланцах), Mo (порфиоровые и жильные, меньше – скарны, горючие сланцы), W (грезены, скарны, жильные поля), Sn (аналогично W плюс эпитеpmальные, россыпи, меньше – порфиоровые и щелочные граниты), Li (рапа соленых озер и их осадки, пегматиты и редкометалльные граниты), U (песчаниковые, вулканитовые, фосфоритовые, щелочные метасоматиты, много меньше – карбонатиты), P (фосфориты, много меньше – карбонатиты и сиениты), Sb (джаспероидные, эпитеpmальные, мезотермальные), Hg (эпитеpmальные, листовенитовые, эпигенетические в осадочных толщах), бокситов (остаточные, меньше – осадочные), B (озерные вулканогенно-осадочные, меньше – рапа соленых озер и эпитеpmальные/скарны?), F (эпитеpmальные, эпигенетические в осадочных толщах, меньше – скарны, грейзены и карбонатиты), алмазов (кимберлиты, россыпи), в том числе сугубо технических (импакты). Были сформированы заметные аккумуляции Fe (гетит-хлорит-сидеритовые, меньше – кирунский тип и латериты, много меньше – эпигенетические в осадочных толщах и скарны), K (эвапориты, меньше – соленые озера), Ta (редкометалльные граниты широкого спектра щелочности, много меньше – пегматиты), Nb (карбонатиты, много меньше – трахиты) и TR (карбонатиты, сиениты/щелочные граниты и трахиты, россыпи, «ионные» глины). Малозначителен потенциал цикла для КСКМ Pt-Pd и Cr. Крупные месторождения листового мусковита не известны.

#### *Положение 4*

Гранитные пегматиты формируются, главным образом, в коллизионных орогенных областях, как результат кристаллизации части расплавов, возникших в результате плавления пород в утолщенной коре за счет мощной генерации (термомеханические и радиогеохимические процессы) и слабой диссипации тепловой энергии (Simmons et al., 2003). Многие пегматитовые поля орогенов содержат тела, которые разрабатываются или представляют потенциальный интерес для извлечения разнообразных полезных ископаемых: листового и чешуйчатого мусковита, керамического сырья, редких (Ta, Li, Rb, Cs, Be, Sn)



и радиоактивных элементов, самоцветов и высококачественных образцов для минералогических коллекций. В данном исследовании все пегматиты, демонстрирующие даже самый небольшой потенциал для извлечения этих полезных ископаемых, называются минерализованными. Их специализация зависит от многих факторов, среди которых особую роль играют источники материнских магм, длительность и P-T условия их дифференциации и кристаллизации, состав вмещающих пород (Гинзбург, Родионов, 1960; Гинзбург и др., 1979, Ткачев, 1994; Ткачев и др., 1998; Šterný, 1991; Simmons et al., 2003). Именно эти пегматиты и их поля стали предметом анализа в данной работе.

Пегматиты внутриплитных анорогенных гранитоидов (рапакиви, щелочные граниты и граносиениты) также представляют в ряде случаев экономический интерес в отношении редких элементов, керамического сырья и коллекционных образцов. Но количество таких месторождений, по сравнению с пегматитами орогенов, совсем незначительно (<10%). Поэтому их отсутствие в анализе хотя и не позволяет считать полученные результаты в качестве всеобъемлющих для пегматитовой металлогении, но все же не мешает рассматривать их как наиболее принципиальные для понимания геоисторических тенденций в этой области знаний.

В анализ включено свыше 250 датировок по пегматитам и гранитоидам их материнских комплексов 146 пегматитовых полей. С учетом экстраполяции на соседние пегматитовые поля, которые не имеют прямых датировок необходимого уровня достоверности, но относятся по геологическим признакам к тем же материнским комплексам, это дало статистическую выборку в 773 объекта. При сборе геохронологических данных предпочтение отдавалось результатам, полученным при изучении U-(Th)-Pb изотопно-геохимических систем в минералах с высокой температурой их закрытия и высокой устойчивостью к внешним тепловым и химическим воздействиям – циркон, монацит-ксенотим, танталониобаты, касситерит. Они продемонстрировали лучшую сопоставимость с хронологией событий в геологическом развитии соответствующих территорий. Хорошую сопоставимость показали также Re-Os данные по молибдениту, но они единичны. Датировки, полученные другими методами, основанными на измерениях в изотопных системах с более низкими температурами закрытия с относительно слабой устойчивостью к внешним воздействиям, часто демонстрируют большие погрешности определения возраста (K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd). Ранее на основании анализа глобальной базы данных геохронологии магматических пород статистически доказан тренд к систематическому омоложению возрастов их кристаллизации в данных этих методов (Балашов, Глазнев, 2006). Тем не менее, в диссертации подобные датировки в ряде случаев использованы для фанерозойских пегматитов, но только при наличии косвенных подтверждений из геологических данных по соответствующему району.

Для дальнейшего анализа этот массив данных, в зависимости от целей, использовался в виде диаграмм с пошаговой генерализацией 100, 50 и 25 млн лет.

Магматизм орогенов, с которым связаны гранитные пегматиты, имеет коровую природу. Поэтому корректная и представительная выборка должна, во-первых, в основных чертах быть сопоставимой с данными по коровому магматизму в целом, а во-вторых, не иметь с ней принципиальных противоречий. При этом неполная сходимость ожидаема из-за того, что большие объемы коровых магм генерируются не только в коллизионных, но и в аккреционных орогенах. Проведенное сопоставление информационного массива, созданного автором, с данными обработки датировок пород, возникших вследствие кремнекислого корового магматизма (Балашов, Глазнев, 2006; 9808 определений), показало очень хорошее совпадение всех главных и многих второстепенных максимумов и минимумов интенсивности двух независимо полученных диаграмм. Это позволило считать выборку по пегматитовым полям вполне пригодной для проведения дальнейшего анализа и установления закономерностей со вполне объективной подоплекой.

До работ автора статистические закономерности в распределении возрастов гранитных пегматитов анализировались только двумя группами исследователей (Овчинников и



др., 1975, 1976; Гинзбург и др., 1979). Сопоставление с их результатами показало как наличие некоторых элементов сходства, так и заметных различий. Различия обусловлены использованием предшественниками данных того периода геохронологических исследований, когда корректность использовавшихся методик была намного ниже современного уровня.

#### Глобальная цикличность в металлогении гранитных пегматитов

Ни в (Овчинников и др., 1975, 1976), ни в (Гинзбург и др., 1979), вопрос цикличности/периодичности пегматитовой металлогении не обсуждался, т.к. полученные в этих работах распределения дают для этого очень мало оснований. Вопрос о цикличности гранитного пегматитогенеза в земной коре до работ автора (Ткачев, 2008, 2009, 2011; Tkachev, 2008, 2011) никогда не поднимался. Поэтому исследования в этой области и полученные в них результаты абсолютно оригинальны.

Наиболее наглядно явление цикличности проявляется на гистограмме с шагом генерализации данных 50 млн лет (рис. 7). Максимумы интенсивности четырех выделяемых периодов/кластеров генерации минерализованных пегматитов попадают в интервалы (млрд лет): 2.65-2.60, 1.90-1.85, 1.00-0.95, 0.55-0.50 и 0.30-0.25. Если исключить интервал 0.55-0.50 млрд лет, то остальные из этого ряда находятся на расстоянии  $0.8 \pm 0.1$  млрд лет, то есть формируют квазирегулярную цикличность максимальных всплесков пегматитогенерирующей активности. Выпавший из этой последовательности пик 0.55-0.50 вместе с более низкими пиками второго порядка 2.85-2.80, 2.10-2.05 и 1.20-1.15 млрд лет формируют ряд практически с такой же средней продолжительностью цикла, как и у первого ряда максимумов. Самым примечательным в этом является тот факт, что максимумы второго ряда формируют только пегматитовые поля, локализованные в «гондванской» группе континентов. Максимумы первого ряда более универсальны, но «вклад» пегматитовых полей континентов «лавразийской» группы в них более значителен. Следовательно, существует некоторая асинхронность в проявлении пегматитогенеза в орогенах этих двух групп континентальных блоков.

Сопоставление данных по интенсивности пегматитогенеза с данными по росту ювенильной континентальной коры показывает, что при наличии значительных перекрытий на шкале времени у их максимумов, имеются и хорошо заметные взаимные несовпадения (рис. 8). Во-первых, интенсивность роста объемов коры в раннем докембрии принципиально выше, чем в неогее, в то время как в пегматитовой металлогении взаимоотношения обратные и не столь контрастные. Во-вторых, пики роста коры практически во всех случаях, хотя и с разным по длительности сдвигом в интервале от 30-50 до 100-150 млн лет отчетливо предшествуют пикам генерации пегматитовых полей. Сопоставление тех же данных по пегматитам с интенсивностью орогенеза коллизионного типа в неогее показывает практически полное совпадение их во времени (рис. 8).

Ювенильная континентальная кора формируется в орогенах аккреционного типа (островные дуги, активные окраины континентов), которые предшествуют континентальной коллизии, и формирование минерализованных пегматитов в их магматических комплексах геологами нигде не отмечалось. Связь же пегматитовых полей разных формаций с поздние и постколлизионными гранитоидными сериями, в формировании материнских магм которых участвует вещество как древней, так и уже успевшей агрегироваться с ней ювенильной коры, описана многократно (Černý, 1991c; Simmons et al., 2005; и др.). Параллельное сосуществование аккреционных и коллизионных орогенов в глобальном масштабе, а также вполне естественное при этом опережение максимумов формирования аккреционных структур относительно коллизионных орогенов, также вполне объяснимо в рамках существующей плит-тектонической парадигмы. Результат сопоставления независимых объективных данных на рис. 8 впервые дает статистическое подтверждение тому, что интенсивность формирования минерализованных орогенных пегматитов коррелируется именно коллизионным орогенезом.

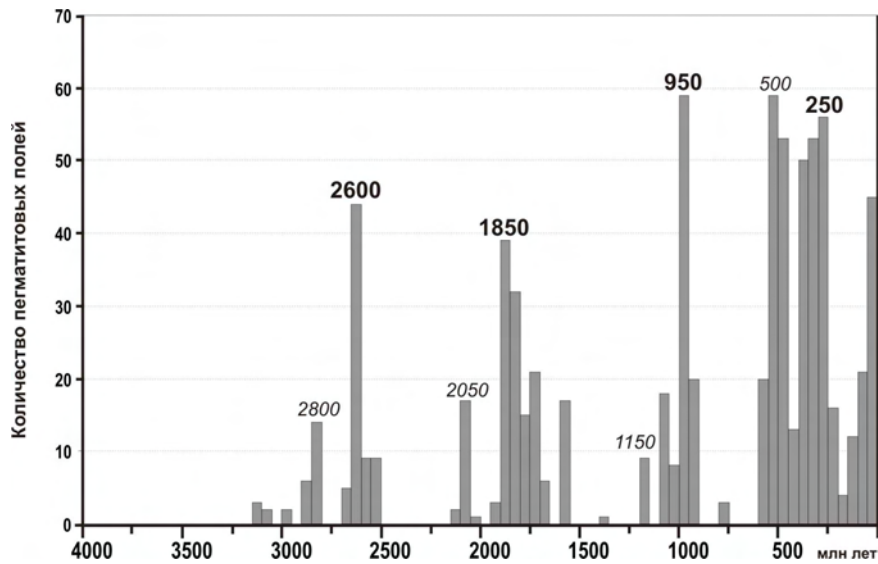


Рис. 7. Два ряда цикличности в интенсивности формирования гранитных пегматитов.

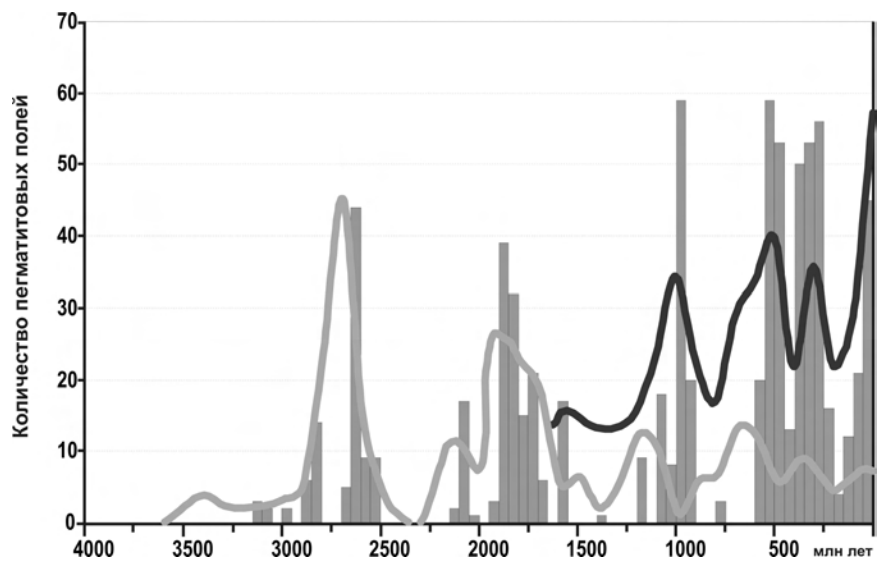


Рис. 8. Сопоставление интенсивности пегматитовой металлогении с интенсивностью роста ювенильной континентальной коры (серая линия) по (Condie, Aster, 2010) и интенсивностью коллизионного орогенеза в неогее (черная линия) по (Condie, 2001).

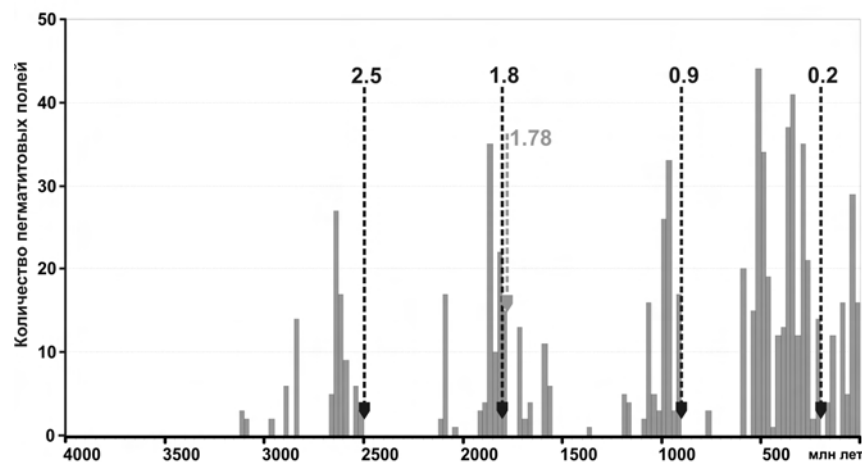


Рис. 9. Сопоставление цикличности пегматитовой металлогении с глобальными металлогеническими циклами при шаге генерализации 25 млн лет. Серая стрелка – рубеж колумбийского и родинийского циклов по пегматитовым данным.

Наиболее масштабны коллизионные орогены на завершающих стадиях формирования суперконтинентов, когда происходит «сшивание» крупнейших на тот момент блоков континентальных масс. При обосновании положения 1 уже было показано, что формирование суперконтинентов принципиально отражается на металлогенических процессах, и суперконтинентальная цикличность прямо коррелируется с металлогенической. Поэтому максимальные всплески пегматитовой металлогении должны приходиться на периоды времени, прилегающие к межцикловым рубежам со стороны завершающегося цикла, за которыми она должна снижаться до нулевых значений. Если данные по пегматитам представить с тем же шагом генерализации 25 млн, как это было сделано и для КСКМ (рис. 2), и наложить на нее схему межцикловых рубежей, полученную для КСКМ, то фиксируется именно такая картина распределения импульсов (рис. 9). Единственное расхождение с базовой схемой отмечается у границы 1.8 млрд лет из-за слабой самой поздней фазы пегматитогенерирующей активности в Свекофеннском поясе и небольшого ее всплеска в австралийском орогене Холлз-Крик после этого рубежа на протяжении 15-20 млн лет. Далее отчетливо проявлен перерыв не менее 50 млн лет до того момента, когда вновь начали формироваться пегматитовые месторождения, связанные уже со следующим суперконтинентальным циклом в орогенах, которые начали историю своего формирования уже после завершения колумбийского металлогенического цикла (пояса Явапай-Мацатцал, Маунт-Айза и т.д.). В этом нет большого противоречия со схемой цикличности, полученной из обработки БД КСКМ, так как 20 млн лет в таких глобальных построениях нельзя считать принципиальным отклонением. Оно должно рассматриваться как небольшое взаимное перекрытие (2.5% от среднестатистической продолжительности циклов), указывающее лишь на объективное его существование, связанное с тем, что находящиеся в фазе вырождения маломасштабные металлогенические процессы коллизионных обстановок завершающегося цикла инерционно, на коротком временном промежутке, перекрываются во времени, но не в пространстве, с более масштабными процессами генерации металлогенических объектов во внеорогенных обстановках. Иначе выражаясь, межцикловой рубеж определяется не столько полным прекращением металлогении завершающей фазы суперконтинентального цикла, сколько сменой принципиального глобального вектора металлогенического развития Земли, приводящего в короткий промежуток времени к ее предельному редуцированию на фоне начинающегося расцвета металлогенических процессов внутриплитных обстановок и дивергентных окраин континентов.

В целом, периодичность, проявленная в интенсивности генерации гранитных пегматитов, полностью вписывается в установленную в данной работе глобальную металлогеническую цикличность. Распределение импульсов пегматитогенерации подчиняется вполне очевидной закономерности, наблюдаемой во всех рудоносных системах, тяготеющих к орогенам: слабая вплоть до нулевой генерационная активность в начале металлогенических циклов и высокая – в их конце. Поэтому положение пегматитогенерирующих циклов на шкале геологического времени следует принять идентичным тому, что установлено для глобальной металлогенической цикличности.

#### Эволюционные тенденции в металлогении гранитных пегматитов

*Дискретность пегматитогенерации внутри циклов.* Помимо установления самого факта цикличности в глобальной металлогении гранитных пегматитов, рис. 8 и 9 показывают реальные различия между циклами. В данном случае – это направленность изменений в дискретности импульсов генерации полей минерализованных пегматитов от цикла к циклу или, иными словами, «заполненность» геологического времени циклов этими импульсами. Палеогейские (кенорский и колумбийский) циклы имеют меньшее количество пиков пегматитогенерации, чем все неогейские. Кроме того, в последних с течением времени все короче и короче становятся пустые промежутки между импульсами формирования пегматитовых месторождений. Начиная с рубежа 0.6 млрд лет, при шаге генерализации данных 50 млн лет, «пустых» интервалов не наблюдается совсем (рис. 8). Если перейти к шагу генерализации 25 млн лет (рис. 9), то два таких интервала в рамках фанерозой-

ского эона появляются, но при этом и диаграмма интенсивностей для докембрийского периода времени становится еще более «разреженной». При такой кластеризации шкалы (25 млн лет) генерационные импульсы в кенорском и колумбийском циклах занимают около трети их продолжительности, в родинийском их доля приближается к половине (~44%), в пангейском превосходят половинный рубеж (~57%), а в амазийском охватывают три четверти времени (~75%). Явления подобного рода указывают на увеличение роли в глобальной металлогении нарастающих от цикла к циклу объемов континентальной коры. Благодаря именно этому фактору, начиная с рубежа 0.6 млрд лет, когда площадь блоков континентальной коры достигла некоторого критического значения, почти в любой период времени, кратный 25 млн лет, происходило взаимодействие какой-то части этих блоков в коллизионных орогенных поясах с соответствующей частотой формирования пегматитовых месторождений. Сходная картина уже описывалась при анализе КСКМ класса I для обоснования положения 2. Данные по гранитным пегматитам только добавляют к этому явлению еще один штрих.

*Начало в мезоархее – почему именно в это время?* Древнейшие поля минерализованных пегматитов возникли в орогене, сформировавшемся на месте зеленокаменного пояса Барбертон и прилегающем комплексе Древних гнейсов Свазиленда 3.1-3.07 млрд лет назад (Harris et al., 1995; Trumbull, 1995). Они имеют все необходимые признаки редкометалльной формации, включая и прямые в виде минералов Li, Ta, Sn и Be. Их промышленные перспективы никогда не оценивались высоко, поскольку средние содержания этих элементов лишь в очень ограниченных объемах приближались к экономически привлекательным. Тем не менее, часть жил послужила источником для касситеритовых россыпей Оловянного пояса Свазиленда.

Проведенное сравнение с блоками земной коры, которые формировались раньше, чем блок Свазиленд, показало, что его отличает наличие крупномасштабных резервуаров терригенных пород с высокой зрелостью исходных осадков, свидетельствующих о глубокой химической переработке материнского субстрата при выветривании достаточно обширных континентальных масс. Геохимические и изотопные данные по материнским гранитам пегматитов этого региона указывают на такого рода терригенные комплексы как наиболее вероятные источники выплавления сформировавших их магм (Trumbull, 1993).

Таким образом, пегматиты с явными признаками редкометалльной формации начали образовываться в земной коре именно там, где перед этим появились первые крупномасштабные аккумуляции терригенных пород, и только после того, как они, наряду с другими супракрустальными и инфракрустальными породами, были вовлечены в орогенические процессы, сопровождаемые внутрикоровым плавлением. И хотя очень часто месторождения гранитных пегматитов, в том числе с промышленно интересными запасами полезных ископаемых, локализованы в орогенных поясах не в метатерригенных, а в совсем других, очень отличных по составу породах (амфиболитах, анортозитах, мраморах и т.д.), тем не менее, при более широком рассмотрении геологии таких пегматитовых районов всегда можно обнаружить значительные по мощности метапелит-метапсаммитовые пачки, которые роль подобного источника выплавления могли выполнить. В качестве еще одного примера, иллюстрирующего этот вывод, в диссертации приведены также данные по геологическому строению кратона Супериор и размещению в его региональных структурах неархейских пегматитовых полей.

Из анализа совсем не следует, что только осадочные породы участвуют в генерации продуктивных материнских магм, но, по-видимому, их вклад в бюджет флюидных и рудообразующих компонентов анатектогенных расплавов является решающим для завершения рудогенерирующего процесса в пегматитовой камере с продуктивным результатом. Это означает, что в длинной цепочке процессов (выплавление, гомогенизация, внедрение, дифференциация, кристаллизация), приводящих, в конце концов, к формированию минерализованных гранитных пегматитов, природа источников выплавления оказывается не менее важной, чем все остальное.

При этом пока нет однозначного объяснения тому факту, что мощные терригенные пачки стали формироваться на Земле только к рубежу 3.2 млрд лет (возраст формаций Фиг-Три и Модис в поясе Барбертон), поскольку ТТГ-комплексы, являющиеся главным источником терригенных толщ того времени, установлены даже в самых древних формациях (Nutman et al., 2001). Скорее всего, это связано с проблемой высоты стояния (фриборда) континентов, постепенно увеличивавшейся с ростом континентальной коры и охлаждением мантии (Flament et al., 2008), что делает данные процессы ключевыми для самого факта появления пегматитовых месторождений.

*Редкометалльная формация.* Редкометалльные пегматиты, впервые возникнув в середине мезоархея, продолжали затем время от времени формироваться во всех остальных геологических эрах. При том, что во многих случаях по внешним признакам пегматиты разных эпох бывает трудно отличить друг от друга, в своих наиболее ярких проявлениях они демонстрируют вполне очевидные различия. В кенорском цикле возникли самые крупные и богатые месторождения Та, Li и Cs, с лучшими по качеству коренных руд этих элементов за всю историю не только добычных, но и геологоразведочных работ на пегматитовых месторождениях (Танко, Бикита, Гринбушес). На протяжении остальных циклов для редкометалльных пегматитов в целом отмечается постепенно нарастающая общая деградация внутреннего строения и качества руд (Солодов, 1985). Это выражается в том, что структурно-минеральная зональность пегматитов, определяемая сменой от контактов пегматитовых тел к их центру структур разного облика и состава с общей тенденцией к увеличению размеров кристаллов и формированию мономинеральных зон, становится в них все более примитивной и относительно мелкозернистой с уменьшением контрастности, как по минеральному и химическому составу, так и по различиям в крупности слагающих кристаллов между краевыми и центральными частями жил. Как кульминацию этой тенденции можно рассматривать появление в кайнозойских по возрасту пегматитовых полях Гиндукушского пояса экзотического типа жил, которые получили в литературе парадоксальное название афанитовые пегматиты, которое, тем не менее, близко отражает особенности их сложения (Россовский и др., 1976; Загорский и др., 1997).

Как событие из того же логического ряда, следует отметить, что начиная с раннего неопротерозоя (оловорудные граниты Кибарского пояса), но более широко – с раннего палеозоя (Таурирт/Таouriрт в провинции Хоггар/Hoggar, Абу-Даббаб и Нувейби в Восточной пустыне Египта и др.), в складчатых поясах в заключительную стадию их развития, которая обычно является продуктивной для пегматитов, появляются *плюмазитовые редкометалльные граниты*, рудоносные на Та, Sn ± Li, Be. По минералогическим и, особенно, геохимическим характеристикам они очень близки редкометалльным пегматитам, в частности – альбит-сподуменовым (Бескин, Марин, 2003). В герцинидах и мезозоидах их количество многократно возрастает, и появляются даже такие экзотические образования, как Алахинское Li-Ta месторождение сподуменовых гранитов на Алтае (Кудрин и др., 1994). Эти граниты от пегматитов альбит-сподуменового типа существенно отличаются только штоковидной формой тела, отсутствием видимой структурно-минеральной зональности и мелкими размерами минералов (0.п-10 мм, в основном 2-3 мм).

В эволюции геохимических рядов редкометалльных пегматитов также отмечается все более редкая с течением геологического времени встречаемость месторождений наиболее дифференцированного в данном аспекте комплексного типа, и все более широкое распространение наиболее примитивного альбит-сподуменового типа (Солодов, 1985).

Другим важным элементом, указывающим на принципиальные геоисторические изменения в редкометалльной формации, является то, что в пангейском металлогеническом цикле в пегматитовых полях Восточно-Бразильской провинции терминального докембрия появились тела, в которых промышленный интерес вызывают не только, а в современных экономических условиях, даже и не столько редкие металлы, сколько драгоценные камни и образцы с природной кристаллографической огранкой для минералогических коллекций из остаточных пустот (Morteani et al., 2000). Это самые древние проявления внутри полей

рассматриваемой формации *редкометалльно-миароловых пегматитов*, которые не известны в более ранние эпохи, но очень широко распространены в фанерозойских поясах, нередко доминируя над пегматитами без миарол.

*Мусковитовая формация.* Мусковитовые пегматиты являются главным поставщиком листового мусковита и единственным источником его высококачественных разновидностей. Минералы редких металлов отсутствуют или присутствуют как редкие акцессории. Впервые такие пегматиты, по-видимому, возникли в конце колумбийского цикла ~1.85 млрд лет назад в Беломорском и Восточно-Саянском поясах. Они, как и месторождения этой формации более поздних эпох, локализованы в протяженных складчатых поясах в толщах гнейсов и сланцев, измененных на уровне средних ступеней амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии (Гинзбург, Родионов, 1960; Салье, Глебовицкий, 1976). Для формирования полей, продуктивных именно на высококачественный листовый мусковит, принципиальным является высокая доля во вмещающих толщах глиноземистых парасланцев и парагнейсов, низко- и умеренно-железистых с умеренной калиево- и умеренной или высокой анизотропией физико-механических свойств (Ткачев и др., 1998, 2003; Ткачев, Сапожникова, 2008). Хотя для архея известны проявления такого типа метаморфизма в благоприятных по составу породах, но они немногочисленны (Percival, 1979 и ссылки там) и распространены на небольших площадях. Это связано с тем, что в архее они формировались не в коллизионных поясах, что стало обычным в палеопротерозое, а при частичном опрокидывании толщ в обрамлении растущих архейских гранито-гнейсовых куполов (Collins, Van Kranendonk, 1999). Объемы блоков с кианит-силлиманитовым метаморфизмом, возникавших при таком тектоническом сценарии и/или время существования в этих блоках благоприятных условий, вероятно, были недостаточны для реализации всего цикла событий, необходимых для формирования пегматитов мусковитовой формации.

Среднее качество листового мусковита в пегматитах промышленных месторождений Беломорского пояса является самым высоким (Ткачев и др., 1998). Столь же высококачественным является сырье Тепсинского месторождения Восточно-Саянского пояса. Знаменитый своими месторождениями Бихарский слюдяной пояс, возникший в конце родинийского цикла, существенно превосходит палеопротерозойские провинции по количеству ресурсов, но несколько уступает по среднему качеству мусковита в его недрах. Эта тенденция к ухудшению среднего качества сырья (возрастание количества дефектов в извлекаемых пластинах слюды) в пегматитах мусковитовой формации по мере уменьшения возраста месторождений сохранится и в дальнейшем. Например, крупнейшие мусковитовые провинции пангейского цикла, Аппалачская (Блю-Ридж и др. районы) и Северобайкальская (Мамский и др. районы), при всей грандиозности своих ресурсных потенциалов имеют посредственные средние качественные показатели сырья. Причем эти провинции – лучшие по качеству сырья в своем цикле. Пояса с кианит-силлиманитовым типом метаморфизма известны и в амазийском цикле вплоть до миоцена, но пегматитов мусковитовой формации в них уже нет. На их месте обнаружены поля миароловых, редкометалльно-миароловых и редкометалльно-мусковитовых с миаролами пегматитов, в которых листовый мусковит если и встречается, то заурядного качества.

*Миароловая (кристаллоносная) формация.* Самые древние (~1.76 млрд лет, начало родинийского цикла) миароловые пегматиты связаны с анорогенными гранитами рапакиви Украинского щита (Лазаренко и др., 1973), где они возникли в центре материнских интрузий в зоне теплофизического влияния внедрившихся с небольшим запозданием габброанортоситовых расплавов (Amelin et al., 1994). Это единственно известные палеопротерозойские залежи миароловых пегматитов. В мезопротерозое они также известны в анорогенных рапакивигранитных комплексах Балтийского щита (Загорский и др., 1999), но промышленного значения, в отличие от украинских, не имеют.

Среди пегматитов орогенных поясов такая формация появилась только в родинийском цикле в самом конце мезопротерозоя. Самыми древними среди них, по-видимому,

являются пегматитовые поля на западе поднятия Льяно на юге Гренвилевского пояса в пост-тектонических гранитах массивов Катемси и Стритер (1.07 млрд лет). Эти месторождения отрабатывались для получения ювелирного топаза и мориона (Broughton, 1973). В дальнейшей геологической истории миароловые пегматиты получали все большее распространение в орогенных поясах.

*Движущие силы металлогенической эволюции гранитных пегматитов орогенов.* Графическое обобщение описанных выше глобальных изменений в формациях гранитных пегматитов орогенных поясов дано на рис. 10. Комплексный анализ этих явлений показал, что наиболее существенной причиной для эволюционных тенденций в глобальной металлогении гранитных пегматитов является изменение скоростей воздымания орогенов. Собранные автором оценки для орогенов разного возраста на посткульминационной стадии их развития, которые базируются на термохронологических исследованиях и математических моделях орогенов, построенных по реалистичным физическим параметрам, прямо указывают на явное ускорение в протекании этого процесса по мере приближения к текущему времени (рис. 11). Отсюда следует, что, начиная с гренвилитид, гранитные расплавы, активно формирующиеся в нижних частях орогенов, стали получать больше возможностей для проникновения на верхние уровни, как за счет относительно пассивного транспорта вместе с вмещающими породами, так и за счет того, что на верхних горизонтах шире распространены хрупкие деформации, порождающие дополнительные пути для внедрения магмы на еще более верхние уровни (Brown, 2001; Thompson, 1999). В случае пассивной транспортировки, расплавы, которые в кенорский и колумбийский циклы в условиях более высокого литостатического давления давали начало безмиароловым пегматитам, в поздние эпохи при том же содержании воды, но с высокими скоростями воздымания региональной структуры, могли оказываться в условиях принципиально более низкого давления, что приводило к генерации миаролоносных пегматитов. В поясах с высокоградиентным метаморфизмом (андалузит-силлиманитовая фациальная серия), которые благоприятны для дифференциации гранитных расплавов в сторону составов, богатых редкими металлами, подобный процесс должен был приводить к формированию пегматитов редкометалльно-миаролового типа вместо собственно редкометалльной формации. В варианте умеренно-градиентных поясов (кианит-силлиманитовая серия) быстрое воздымание блока приводило к образованию в кианитовых гнейсах и сланцах редкометалльно-мусковитовых пегматитов с миаролами или просто миароловых пегматитов.

В качестве наиболее вероятных причин такой тенденции в развитии орогенов в работе признаны два явления. Первое из них касается средней высоты орогенов, которая менялась с течением времени в зависимости от нагрева подстилающей литосферы мантии и площади континентальной коры. Проведенные специалистами модельные построения показали, что раннедокембрийские орогены были намного меньше современных (Flament et al., 2008). Высота орогенов принципиально влияет на скорость их денудации и гравитационного коллапса: чем рельеф орогена выше, тем значительней темпы его разрушения агентами эрозии и гравитационными силами. Последние вызывают его поперечное расширение и тектоническое оползание верхних горизонтов. Чем быстрее при этих процессах снижается нагрузка на корневые части сиалической коры орогена, тем быстрее, в силу принципа изостазии, происходит всплывание в направлении эрозионной поверхности этих корневых частей. Указанные различия между орогенами менялись постепенно, так как постепенно менялись и параметры, определяющие высоту их стояния (нагрев мантии и астеносферы, площадь континентальной коры). Направленность этих изменений указывает на то, что нижние горизонты орогенов каждого нового суперконтинентального цикла в стадии релаксации должны воздыматься быстрее, чем у их древних аналогов.

Второе явление, чье участие возможно в процессах, определяющих изменения скоростей воздымания орогенов, следует из термоплотностной модели разновозрастных сегментов литосферы (Poudjom Djomani et al., 2001). Согласно этой модели «архейская» субконтинентальная литосферная мантия (СКЛМ) (сформировалась >2.5 млрд лет назад) об-

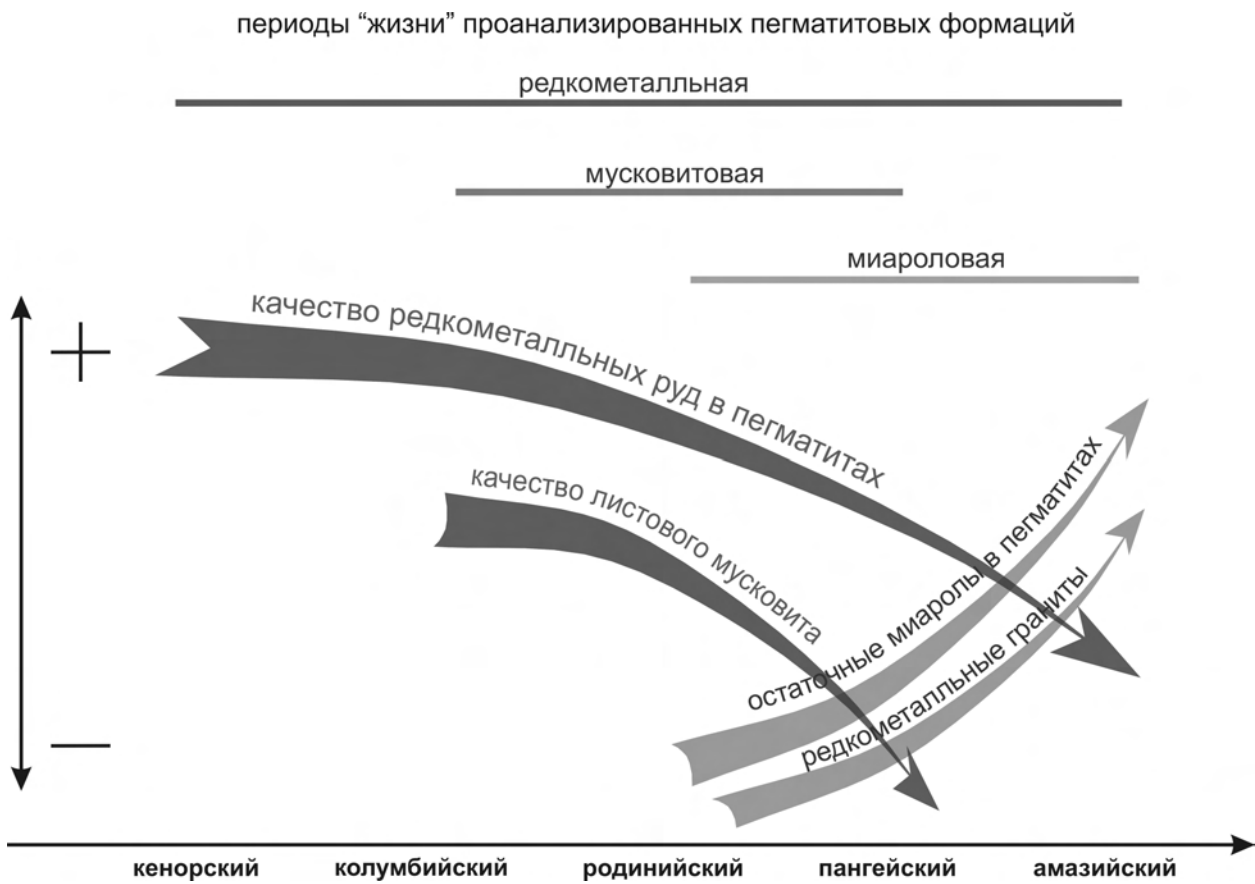


Рис. 10. Основные тенденции в развитии редкометалльной, мусковитовой и миароловой формаций гранитных пегматитов орогенных областей.

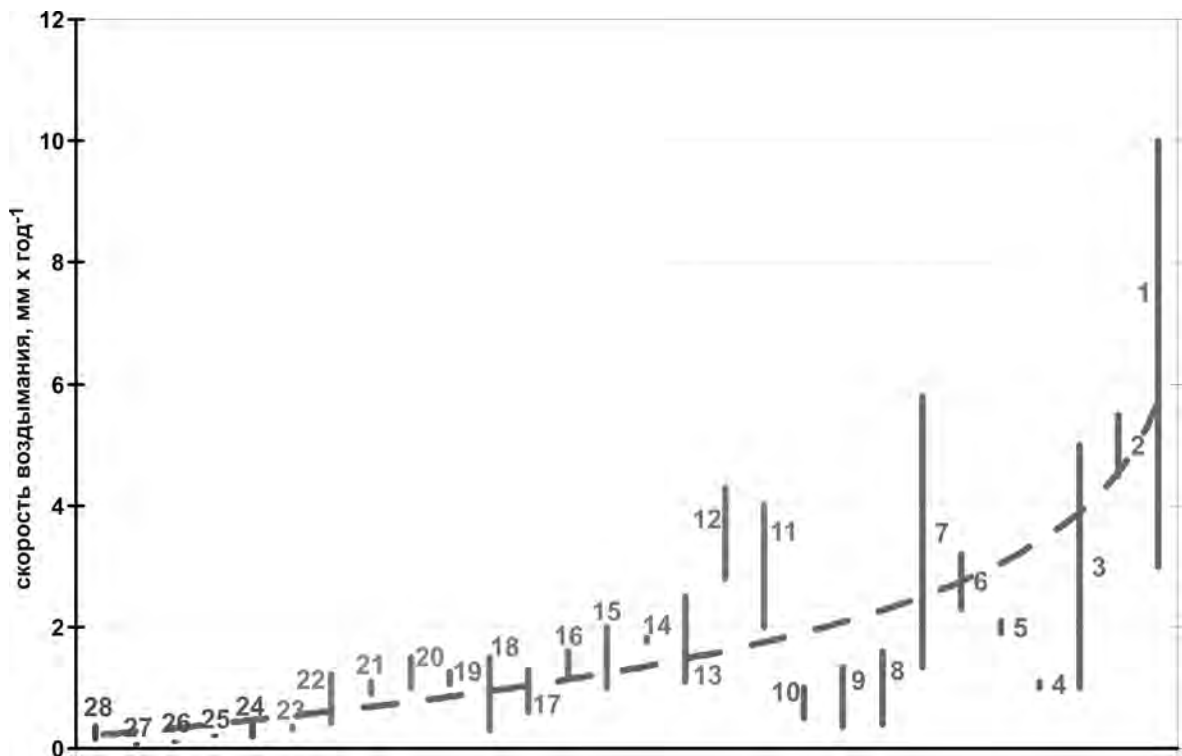


Рис. 11. Скорости воздымания коллизионных орогенов амазийского (1-10), пангейского (11-19), родинийского (20-23), колумбийского (24-27), кенорского (28) циклов и генеральный эволюционный тренд их изменения.



ладает наибольшей мощностью и минимальной средней плотностью, благодаря значительной обогащенности Ca, Al и Mg относительно Fe в сравнении с составом примитивной мантии. Эта СКЛМ имеет значительный запас положительной плавучести относительно подстилающей ее астеносферы. «Протерозойская» СКЛМ (догренильские протерозойские структуры) немного тоньше и имеет небольшой, но все же достаточный запас плавучести при любой конфигурации термальных полей. «Фанерозойская» СКЛМ (гренильско-фанерозойского возраста) – самая тонкая и плотная. При переходе к стационарному состоянию термального поля, что и происходит в орогенах на посткульминационной стадии, она может приобретать отрицательную плавучесть и становится гравитационно неустойчивой, может приводить к отрыву значительных фрагментов литосферной мантии и всплыванию верхнего литосферного остатка. Значение этого механизма, по-видимому, второстепенное: он может дополнять действие безусловно действующих процессов, определяемых геисторическим изменением высоты орогенов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В проведенных исследованиях установлено наличие в истории Земли глобально проявленной металлогенической цикличности с межцикловыми рубежами 2.5, 1.8, 0.9 и 0.2 млрд лет и квазирегулярной периодичностью  $0.8 \pm 0.1$  млрд лет. В районе этих рубежей происходил инверсионный переход от глобально доминирующих металлогенических процессов, характерных для орогенных поясов, к процессам, способствующим формированию месторождений во внутриплитных обстановках и на пассивных окраинах. Эта цикличность органично коррелируется с геотектонической цикличностью, полученной другими специалистами с помощью палинспастических реконструкций суперконтинентов геологического прошлого и будущего нашей планеты. Металлогенические циклы названы по аналогии с наиболее широко принятыми названиями тех суперконтинентов, на завершающую фазу формирования которых приходится окончание соответствующего цикла (млрд лет): кенорский ( $>2.5$ ), колумбийский (2.5-1.8), родинийский (1.8-0.9), пангейский (0.9-0.2) и незавершенный амазийский ( $<0.2$ ).

Во всех завершенных циклах присутствует закономерное единообразие в смене характера доминирующих типов месторождений, которые имеют связи с проявлениями магматизма, седиментогенеза или наложенных эпигенетических процессов на соответствующих разных фазах агрегирования и деструкции суперконтинентов. Однако, каждый из циклов демонстрирует явные различия в наборе этих типов, широте их спектра и интенсивности их проявления. Среди эндогенных месторождений отмечаются разнонаправленные тенденции при переходе от цикла к циклу для месторождений, связанных с гранитоидными вулканоплутоническими комплексами и зонами синорогенного тектоногенеза, с одной стороны, и с базит-ультрабазитовыми проявлениями магматизма – с другой. В первой группе наблюдается малоградиентная тенденция к снижению интенсивности генерации от кенорского цикла к родинийскому, сменившаяся отчетливой тенденцией к росту интенсивности, перешедшей в амазийском цикле в лавинообразный процесс. Во второй из этих групп отмечен рост от кенорского к колумбийскому циклу, но он сменился постепенным затуханием в более поздние периоды в связи с падением средних мантийных температур и соответствующим уменьшением генерации базит-ультрабазитовых магм. В свою очередь, это в сочетании с мантийным метасоматизмом способствовало более частому выплавлению из мантийных резервуаров щелочных магм и формированию связанных с ними месторождений. Особенно ярко этот эффект проявлен для месторождений ультращелочного и кимберлитового магматизма, которые обнаруживают устойчивую тенденцию к росту интенсивности генерации от древних циклов к молодым. В целом все эти изменения, установленные для всех проанализированных групп эндогенных месторождений, хорошо согласуются с трендами таких направленных изменений в геологии планеты, как снижение теплогенерации в ее глубоких недрах, увеличение генерации магм с уменьшенной долей плавления вещества в источниках, рост площади континентальной коры.

Среди месторождений в осадочных комплексах пород при геоисторической смене циклов происходит «вытеснение» тех их типов, для формирования которых ключевым является господство восстановительной бескислородной среды, и «расцвет» тех типов, для образования которых благоприятно доминирование в приповерхностных частях планеты окислительного режима, вызванного существованием там высоких концентраций кислорода. Поэтому, хотя у месторождений в осадочных комплексах существует определенная зависимость от эндогенных (тектогенез, изменения в магматизме и т.п.) или, например, космических (эволюция светимости солнца) факторов, намного более явно проступает их связь со ступенчатой оксигенацией атмосферы и гидросферы, глобальными климатическими изменениями, интенсификация роста общей массы и эволюции биоты.

Геоисторические изменения в условиях генерации месторождений привели также к тому, что между циклами возникли различия по перечню видов сырья, которые формировали значительные ресурсы в них, по количеству этих ресурсов для каждого вида сырья и по типам месторождений, в которых эти ресурсы максимально сосредоточены. При этом явно прослеживается общая тенденция к расширению как списка видов сырья, формирующих значительный потенциал от ранних циклов к более поздним, так и типов месторождений, которые содержат крупномасштабные аккумуляции полезных ископаемых. Одновременно наблюдается вариативность интенсивности генерации КСКМ в циклах: после кенорского докембрийского максимума наблюдается тренд к снижению частоты их формирования, который диаметрально изменяет свой вектор после родинийского цикла с градиентом роста намного превышающим прежний градиент снижения. Частично этот высокий пангейско-амазийский градиент роста может быть объяснен за счет разницы в эрозионных срезах, но и реальное усиление металлогенической активности в силу нарастания значения благоприятных для этого факторов сомнений не вызывает.

В металлогении гранитных пегматитов орогенных областей, проанализированной наиболее обстоятельно относительно других типов месторождений, установлена планетарно проявленная цикличность интенсивности генерации их полей, которая органично вписывается в глобальную цикличность, полученную при анализе металлогении КСКМ.

Частота генерации пегматитовых месторождений минимальна в кенорском цикле и последовательно увеличивается во всех последующих. Из месторождений трех наиболее важных в экономическом аспекте пегматитовых формаций в кенорском цикле представлена только редкометалльная. Первые ее проявления локализованы там, где древнейшие толщи терригенных пород были вовлечены в высокоградные тектоно-метаморфические процессы с выплавлением из них гранитоидных расплавов. Появление самих толщ связано с разрастанием по площади и увеличением фриборда континентальной суши. В колумбийском цикле в пегматитовой металлогении возникла также мусковитовая формация, а в родинийском – еще и миароловая. Пангейский цикл по формационному набору месторождений идентичен предыдущему. Амазийский цикл пока не дал ни одного примера месторождений мусковитовой формации, в том числе и в тех комплексах пород, которые для их локализации в предыдущие эпохи были типичны.

Отчетливо проявились также качественные и количественные изменения внутри формаций. Самые высококачественные руды редкометалльной формации локализованы в объектах кенорского цикла. Они отличаются максимальной геохимической и структурно-минеральной дифференциацией пегматитов комплексного типа среди всех известных их проявлений в истории Земли. В других циклах значение комплексного типа пегматитов последовательно снижалось, а структурно-минеральная дифференциация жил всех типов изменялась в сторону все более примитивных ее проявлений. Лучшие по качеству месторождения листового мусковита также связаны с древнейшим циклом существования формации, в данном случае – колумбийским. Для месторождений миароловой формации отмечен рост интенсивности генерации от родинийского цикла к амазийскому. Все описанные эволюционные тренды пегматитовой металлогении объяснимы из геоисторических изменений в орогенах (увеличение высоты, изменения в составе их СКЛМ), появление ко-

торых обусловлены ростом площади континентальной коры и снижением нагрева мантии. Эти факторы фигурируют и среди причин глобальной эволюции и других типов месторождений.

Таким образом, параллельное существование цикличности и однонаправленности геологического развития Земли в полной мере находит абсолютно адекватное отражение в глобальных металлогенических процессах, как на уровне общей совокупности месторождений полезных ископаемых, так и отдельных их типов.

#### Основные публикации:

##### *Статьи в журналах перечня ВАК:*

Демин Ю.И., **Ткачев А.В.**, Знаменский С.Е. Гидродинамическая обстановка гидротермально-осадочного рудоотложения при наличии придонных течений // Вестник Московского ун-та, сер. Геология, 1981, №5. С. 38-45.

**Ткачев А.В.** О распределении железа в сфалеритах месторождения Дальнезападный Жайрем // Докл. АН СССР, 1982, т.262, № 2. С. 445-447.

**Ткачев А.В.** Структурно-петрофизические условия образования месторождений Жайремской группы // Геология рудных месторождений, 1982, №2. С. 29-38.

**Ткачев А.В.** Геологические условия образования месторождения Дальнезападный Жайрем (Центральный Казахстан) // Вестник Московского ун-та, сер. Геология, 1982, №3. С. 98-100.

**Ткачев А.В.** Петрофизические условия локализации мусковитовых пегматитов (Мамско-Чуйский район) // Геология рудных месторождений, 1986, №1. С. 22-29.

Родионов Г.Г., **Ткачев А.В.**, Шмелева В.Ф. Повышение геологоразведочных работ на мусковит // Разведка и охрана недр, 1987, №2. С. 23-26.

**Ткачев А.В.**, Сергеева Нат.Е., Еремин Н.И. Халькопирит-пирротиновая ассоциация минералов мусковитовых пегматитов Мамско-Чуйского района // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1991, № 6. С. 29-34.

**Ткачев А.В.** О происхождении зональности пегматитов // Отечественная геология, 1994, № 7. С. 52-58.

**Ткачев А.В.** Магнетитовые нодулы с Fe-ганито-манганоильменитовыми структурами распада твердого раствора из керамических пегматитов месторождения Куру-Ваара // Записки Российского минералогич. об-ва, 1994, ч. СХХIII, №1. С. 17-25.

**Ткачев А.В.**, Сергеева Нат.Е. Ассоциации сульфидов и условия их образования в пегматитах мусковитовой формации // Записки Российского минералогич. об-ва, 1994, ч. СХХIII, №4. С. 21-30.

**Ткачев А.В.** Геотектоническая позиция провинций пегматитов мусковитовой формации // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1995, № 1. С. 3-9.

**Ткачев А.В.** Геотектоническая природа Мамского мусковитоносного района // Отечественная геология, 1995, №7. С. 17-24.

**Ткачев А.В.**, Сапожникова Л.Н., Жукова И.А., Жуков Н.А. Размещение и условия образования крупных месторождений листового мусковита и объектов с высоким качеством сырья // Отечественная геология, 1998, №4. С. 35-39.

**Ткачев А.В.**, Щербаков Н.А., Щербакова Т.А. Мусковит: сырьевая база, ее освоенность и перспективы // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2002, №3. С. 10-16.

Рундквист Д.В., **Ткачев А.В.**, Гатинский Ю.Г. Металлогеническая карта крупных и суперкрупных месторождений мира // Геология рудных месторождений, 2004, №6. С. 562-570.

Байи Л., Оже Т., Кошери А., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., **Ткачев А.В.**, Черкасов С.В. Новые данные о возрасте Бураковской расслоенной интрузии (Карелия) // Доклады Академии Наук, 2009, т.426, №2, с. 202-206.

Сапожникова Л.Н., **Ткачев А.В.** Возрождение Мамско-Чуйского слюдоносного района: обоснование необходимости и возможности // Разведка и охрана недр, 2009, №7. С. 20-27.

**Ткачев А.В.**, Романюк Т.В. Крупнейшие мировые миоцен четвертичные бор-литиеносные провинции. Статья 1. Общая характеристика провинций и основные черты геохимического поведения бора и лития в субдукционных зонах // Бюлл. МОИП, отд. геологич., 2009, т.84, вып. 5. С. 3-28.

Романюк Т.В., **Ткачев А.В.** Крупнейшие мировые миоцен-четвертичные бор-литиеносные провинции. Статья 2. Геодинамическая эволюция в конце мезозоя и кайнозое // Бюлл. МОИП, отд. геологич., 2009, т.84, вып. 5. С. 3-45.

**Ткачев А.В.**, Романюк Т.В. Крупнейшие мировые миоцен четвертичные бор-литиеносные провинции. Статья 3. Геодинамический сценарий формирования // Бюлл. МОИП, отд. геологич., 2010, т.85, вып. 1. С. 27-47.

**Tkachev A.V.** Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geological time // Granite-related ore systems. Geological Society, London, Special Publications, 2011, v. 350. P. 7-23.

**Ткачев А.В.** Металлогеническая эволюция гранитного пегматитогеоза в истории Земли: основные тенденции и вероятные причины // Бюллетень МОИП, сер. геол., 2011, т. 86, № 1. С. 41-57.

Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Яковлева С.З., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., **Ткачев А.В.**, Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Павлов М.Р., Гороховский Б.М. О возрасте Вишняковского месторождения редкометалльных пегматитов (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований манганотанталита // Доклады Академии Наук, 2011, т. 441, № 1. С. 72-76.

Bailly L., Augé T., Trofimov N., Golubev A., **Tkachev A.**, Cherkasov S. The mineralization potential of the Burakovsky layered intrusion, Karelia, Russia // Canadian Mineralogist, 2011, v. 49(6). P. 1455-1478.

*Монографии и главы в них:*

Романюк Т.В., **Ткачев А.В.** Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых миоцен-четвертичных бор-литиеносных провинций. М.: ИФЗ РАН, ГГМ РАН. Изд-во «Светоч Плюс», 2010. 304 с. Изд. грант РФФИ 09-05-07140.

Рундквист Д.В., **Ткачев А.В.**, Черкасов С.В. и др. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т.1. Глобальные закономерности размещения. 2006. ИГЕМ РАН. 390 с. (главы 1, 2, 5, 7).

Рундквист Д.В., **Ткачев А.В.**, Черкасов С.В., Гатинский Ю.Г., Вишневецкая Н.А. База данных и металлогеническая карта крупных и суперкрупных месторождений мира: принципы составления и предварительный анализ результатов // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 391-422.

*Геоинформационные системы с базами данных:*

Rundqvist D., Cassard D., Cherkasov S., **Tkachev A.**, Gatinsky Yu., Shalimov I., Arbuzova E., Vishnevskaya N., Gateau C., Husson Y. Largest mineral deposits of the world. NavigaSIG Large and Superlarge Deposits, V.1.0 CD-ROM, 2006. Russian-French Metallogenic Laboratory, Moscow. ISBN 5-9900765-1-7.

**Tkachev A.**, Cassard D., Cherkasov S., Arbuzova E., Gateau C., Maldan F., Ivashchenko V., Husson Y., Golubev A., Smolkin V.: Kola-Karelia GIS. Mineral deposits of the eastern part of the Fennoscandian Shield. NavigaSIG CD-ROM v. 1.0, July 2008, Russian-French Metallogenic Laboratory, Moscow. ISBN 978-5-9900765-3-2.

*Статьи в журналах не из списка ВАК и тематических сборниках:*

Жукова И.А., Сапожникова Л.Н., **Ткачев А.В.**, Жуков Н.А. Минералогические критерии прогноза качества слюды при геологоразведочных работах на месторождениях мусковитовых пегматитов // Минеральное сырье, 1997, № 1. С. 197-206.

**Ткачев А.В.**, Сапожникова Л.Н., Жукова И.А. Геолого-промышленная классификация мусковитовых пегматитов как основа планирования разведки и добычи минерального сырья // Минеральное сырье, 2000, №10. С. 74-88.

Рундквист Д.В., Гатинский Ю.Г., **Ткачев А.В.** Распределение крупных и суперкрупных месторождений // Наука в России, 2006, №4. С. 101-105.

**Ткачев А.В.** Эволюция металлогении гранитных пегматитов в истории Земли в контексте современных данных по геохронологии и геологии месторождений и районов их локализации // Гранитные пегматиты: проблемы геологической теории и практики. М.: ВИМС, 2008. С. 13-62.

**Ткачев А.В.**, Сапожникова Л.Н. Разноранговые многофакторные модели месторождений листового мусковита для полистадийных геологоразведочных работ // Гранитные пегматиты: проблемы геологической теории и практики, ВИМС, 2008. С. 77-103.

Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., **Ткачев А.В.** Закономерности размещения крупных месторождений в главнейших тектонических структурах континентов // Наука и просвещение: к 250-летию Геологического музея РАН 14-16 октября 2009 г. М.: ГГМ РАН, 2009. С. 163-182

**Ткачев А.В.**, Рундквист Д.В. Эволюция формационно-генетических типов крупномасштабных месторождений минерального сырья и видового разнообразия полезных ископаемых в них как отражение тенденций развития глобальной металлогении // Наука и просвещение: к 250-летию Геологического музея РАН, М.: Наука, 2009. С. 209-288.

*Методические рекомендации и профессиональные справочники:*

Родионов Г.Г., **Ткачев А.В.**, Шмелева В.Ф., Сапожникова Л.Н., Шешулина З.М. Методические указания по применению рационального комплекса геолого-геохимических и геофизических методов при поисках и оценке месторождений мусковита (прогнозно-поисковые комплексы. М.: ВИМС, 1987. 66 с.

Родионов Г.Г., **Ткачев А.В.** Моделирование и рациональное комплексирование поисковых методов неметаллических полезных ископаемых. Мусковит // Методика общих поисков. М.: ЦНИГРИ, 1991. С. 184-198.

Жуков Н.А., Жукова И.А., Сапожникова Л.Н., **Ткачев А.В.** Основные геолого-промышленные типы пегматитовых жил с крупноразмерным мусковитом и особенности их разведки. ВИЭМС, 1992. 57 с.

Сапожникова Л.Н., **Ткачев А.В.**, Жукова И.А., Жуков Н.А. Прогноз качества листового мусковита при региональных и поисковых работах (методические рекомендации). М.: ВИМС, 1995. 41 с.

**Ткачев А.В.**, Гершенкоп А.Ш. Минеральное сырье. Слюда. Справочник. М.: «Геоинформмарк», 1997. 44 с.

**Ткачев А.В.**, Сапожникова Л.Н., Жукова И.А. Листовой мусковит // Методические рекомендации по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М.: ВИМС, 2003. С. 352-378.

Сапожникова Л.Н., **Ткачев А.В.** Мусковит (листовой). Прогнозно-геологические модели месторождений и их прикладное значение (черные, цветные, легирующие металлы и нерудное сырье). «Минеральное сырье». Серия методическая, № 4. М.: ВИМС, 2007. 43 с.

Рундквист Д.В., **Ткачев А.В.**, Черкасов С.В., Гатинский Ю.Г., Соболев П.О. Крупные и суперкрупные месторождения мира // Красный Л.И. (ред.): Планета Земля (энцикл. спр-к для профессионалов). Минералогия. Кн. 1: Земля. Теоретические основы минералогии. Минеральные ресурсы мира и их экономика. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2008. С. 70-92.