

## Металлогения и минерагения

---

УДК 553.411 (571.61)

© В.А.Степанов, А.В.Мельников, 2015

### Металлогенические зоны и рудно-россыпные узлы центральной части Приамурской золотоносной провинции

В.А.СТЕПАНОВ (НИГТЦ ДВО РАН; 683002 г.Петропавловск-Камчатский, Северо-Восточное шоссе, д.30),  
А.В.МЕЛЬНИКОВ (ИГИП ДВО РАН; 675000 Амурская обл., г.Благовещенск, пер.Релочный, д.1)

Показано, что в центральной части Приамурской провинции добыча рудного золота на порядок ниже добычи россыпного. Это свидетельствует о перспективах выявления месторождений рудного золота. Установлено, что известные месторождения рудного золота принадлежат золото кварцевой, золотосульфидно-кварцевой, золото-шеелит-кварцевой, золотополиметаллической и золотосульфидной формациям. Изотопный возраст месторождений меняется от позднего триаса до верхов позднего мела. Выявлено отчетливое омоложение возраста золотого оруденения по направлению с запада на восток. Установлено отличие рудно-россыпных узлов по геологическому строению, уровню эрозионного среза, формационной принадлежности золотого оруденения, богатству россыпей и типоморфным особенностям золота. Даны рекомендации на поиски золотого оруденения и россыпей.

*Ключевые слова:* золотоносная провинция, металлогеническая зона, рудно-россыпной узел, рудная формация, изотопный возраст.

Степанов Виталий Алексеевич, vitstepanov@yandex.ru

Мельников Антон Владимирович, anton\_amur@mail.ru

### Metallogenic zones and ore-placer nodes of central part Priamurskaya gold-bearing province

V.A.STEPANOV, A.V.MELNIKOV

It is shown that in the central part of the Amur province mining gold are much lower alluvial. This indicates prospects discovering deposits of gold ore. Found that the known deposits of gold ore owned gold-quartz, gold-quartz-sulfide, gold-scheelite-quartz, gold-polymetallic and gold-sulphide formation. Isotopic age of their changes from the Late Triassic to the top of the Late Cretaceous. Revealed a clear rejuvenation age of gold mineralization in the direction from west to east. Unlike established ore-placer nodes on geological structure, the level of erosion, formational gold mineralization, wealth and gold nuggets typomorphic features. Recommendations in search of gold mineralization and placer.

*Key words:* gold-bearing province, metallogenic zone, ore-placer node, ore formations, isotopic age.

Под Приамурской золоторудной провинцией понимается крупная геологическая структура, площадью около 360 тыс.км<sup>2</sup>, протянувшаяся в юго-восточном направлении на расстояние около 900 км вдоль хребтов Тукурингра и Джагды на левобережье среднего течения р. Амур. Эта структура представляет собой зону позднемезозойской коллизии геоблоков юго-восточного обрамления Сибирского кратона и Амурского композитного массива с зажатой между ними Монголо-Охотской складчатой областью. В пределах провинции широко развито золотое оруденение плутоногенного, вулканогенного и телетермального классов гидротермальной группы, а также россыпи золота. Оруденение было сформировано в позднемезозойский этап становления магматических комплексов. Как показано в работе [5], золотоносность рассматриваемой провинции контролируется коллизионным поясом мезозойских (210–110 млн. лет) гранитоидов. Внутри провинции выделяются металлогенические зоны, а в их пределах — золотоносные рудно-

россыпные узлы.

К центральной части Приамурской провинции отнесены три металлогенические зоны — Янканская, Желтулакская и Джагды-Селемджинская. Зоны вытянуты в северо-западном, субширотном направлении на сотни километров, при ширине в десятки километров (см. рисунок). Они выделяются высокой продуктивностью месторождений россыпного и рудного золота. Из них добыто около 900 т золота, больше всего из месторождений Джагды-Селемджинской зоны (350 т), несколько меньше из Желтулакской (278 т) и Янканской (272 т). Добыча рудного золота (83 т) на порядок ниже добычи россыпного (817 т).

Причины высокой продуктивности металлогенических зон заключаются в структурной приуроченности их к крупным разрывным нарушениям, определяющим структурный ансамбль центральной части провинции. Янканская металлогеническая зона протягивается вдоль крупноамплитудных сближенных разломов —

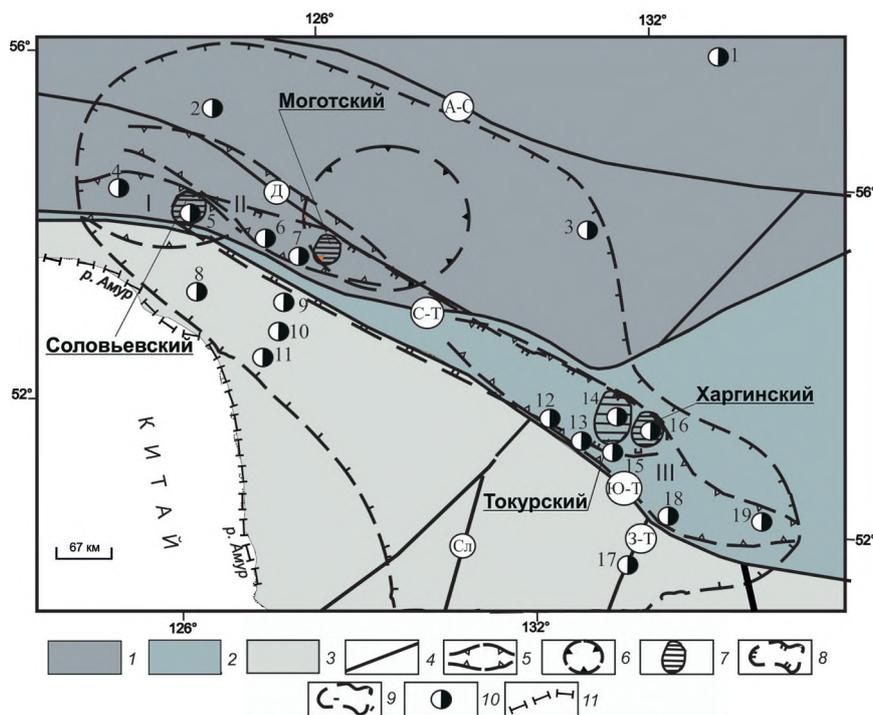
Северо-Тукурингрского и Южно-Тукурингрского, служащих ограничением Алдано-Станового, Монголо-Охотского и Амурского геоблоков. К зоне Желтулакского и сопряженного с ним Пригилойского разлома приурочена Желтулакская металлогеническая зона. Джагды-Селемджинская зона прилегает с севера к Южно-Тукурингрскому разлому. К сопряжению Желтулакского и Северо-Тукурингрского разломов приурочена Зея-Гилойская структура центрального типа нижнекорового заложения [2]. Перечисленные разломы служат основными рудоконтролирующими структурами, рудоконтролирующая роль Зея-Гилойской структуры до конца не ясна.

В пределах металлогенических зон золотое оруденение и россыпи развиты неравномерно, образуя рудно-россыпные узлы разной степени продуктивности. Всего выделено 25 рудно-россыпных узлов, из которых добыто разное количество рудного и россыпного золота. Самыми продуктивными являются Соловьевский, Моготский, Токурский и Харгинский узлы (см. таблицу). В сумме это составляет около половины всего золота

добытого из провинции. Площадь, оконтуривающая эти узлы, является наиболее продуктивной на золото частью Приамурской провинции (см. рисунок).

Продуктивная площадь включает зоны сближенных Северо-Тукурингрского и Южно-Тукурингрского разломов, являющихся основными рудоконтролирующими структурами. Юго-восточное окончание Приамурской провинции определяется резким расширением Монголо-Охотского геоблока и увеличением расстояния между указанными разломами. Северо-западное окончание провинции, наоборот, совпадает со значительным сближением зон Северо-Тукурингрского и Южно-Тукурингрского разломов вплоть до полного слияния.

Месторождения рудного золота в центральной части Приамурской провинции принадлежат, главным образом золотокварцевой (Токур, Иннокентьевское, Золотая Гора, Успенское, Буровое и др.), золото-сульфидно-кварцевой (Кировское, Ворошиловское), золото-шеелит-кварцевой (Унгличкан), золотополиметаллической (Безитовое) и золотосульфидной (Мало-мыр) формациям.



#### Наиболее продуктивные рудно-россыпные узлы центральной части Приамурской золотоносной провинции:

геоблоки: 1 — Алдано-Становой, 2 — Монголо-Охотский; 3 — Амурский композитный массив; 4 — региональные разрывные нарушения (А-С — Алдано-Становой, С-Т — Северо-Тукурингрский, Ю-Т — Южно-Тукурингрский, Д — Желтулакский, З-Т — Западно-Туранский, Сл — Селемджинский); 5 — границы золотоносных металлогенических зон (I — Янкано-Тукурингрская, II — Желтулакская, III — Джагды-Селемджинская); 6 — контур Зея-Гилойской структуры центрального типа; 7 — наиболее продуктивные рудно-россыпные узлы; 8 — граница наиболее продуктивной части Приамурской провинции; 9 — контур Приамурской золотоносной провинции; 10 — месторождения золота (1 — Рябиновое, 2 — Бамское, 3 — Колчеданный Утёс, 4 — Березитовое, 5 — Кировское, 6 — Успенское, 7 — Золотая Гора, 8 — Буринда, 9 — Боргуликан, 10 — Пионер, 11 — Покровское, 12 — Маломыр, 13 — Ворошиловское, 14 — Токур, 15 — Сагур, 16 — Албын, Харгинское, 17 — Нони, 18 — Буровое, 19 — Кербинское); 11 — государственная граница между Китайской Народной Республикой и Российской Федерацией

О возрасте золотого оруденения Приамурской провинции спорят достаточно давно, но достоверных данных немного. Так как вмещающие оруденение породы чаще всего имеют докембрийский или палеозойский возраст, то нижняя возрастная граница обычно существенно занижена. Верхнюю возрастную границу по геологическим данным определить бывает непросто. С уверенностью можно судить лишь о возрасте оруденения золотосеребряной формации, коррелирующим с возрастом вмещающих оруденение меловых эффузивов (месторождения Покровское, Буринда и др.). Поэтому на первый план выходит определение геохимического возраста золотого оруденения провинции. Чрезвычайно точный U-Pb метод определения возраста по цирконам мало применим, так как в рудах этого минерала нет, а соответствие возраста магматических образований и золотого оруденения доказать бывает достаточно сложно. Поэтому на первое место выходит изотопное определение возраста месторождений Rb-Sr, Ag-Ag или K-Ag методами по рудосопровождающим минералам (серицит, полевые шпаты, карбонаты).

В настоящее время имеется десяток определений изотопного возраста золотого оруденения преимущественно Rb-Sr методом [3], а для месторождений Токур и Маломыр — Ag-Ag методом. Они указывают на позднемезозойский возраст золотого оруденения в интервале от позднего триаса (рудопроявление Снежинка — 212 млн. лет) до верхов позднего мела (месторождение Буровое — 65,3 млн. лет). Между ними располагаются месторождения позднеюрского (Золотая Гора), раннемелового (Березитовое, Кировское, Токур, Унгличкан) и позднемелового (Ворошиловское) возрастов. Время формирования золотого оруденения порядка 150 млн. лет. Наблюдается отчетливое омоложение возраста золотого оруденения по направлению с запада на восток. От преимущественно раннемелового на северо-западном фланге провинции до позднемелового на юго-восточном. Но это не означает, что все вопросы о возрасте золотого оруденения решены и в пределах провинции не может быть более древней или более молодой золотой минерализации.

В Янканской зоне выделены три рудно-россыпных узла (с запада на восток): Уркинский, Березитовый и Соловьевский. Из них добыто 272 т золота. Узлам отвечают интрузивно-купольные поднятия. Наблюдается отличие рудно-россыпных узлов по геологическому строению, уровню эрозионного среза, формационной принадлежности золотого оруденения, богатству россыпей и типоморфным особенностям самородного золота. На рудное золото наиболее перспективны Соловьевский и Березитовый узлы, в гораздо меньшей степени Уркинский.

В расположенной к северо-востоку от Янканской Джелтулакской металлогенической зоне размещается девять рудно-россыпных узлов (с запада на восток):

Уркиминский, Хорогочинский, Джелтулакский, Талгинский, Успенский, Иликано-Унахинский, Золотогорский, Моготский, Журбанский. Из них добыто 278 т золота. Рудно-россыпным узлам отвечают следующие геологические структуры: интрузивно-купольные поднятия, части зон Джелтулакского или Пригиллюйского разломов, участки поднятых блоков фундамента или окраины впадин. По направлению с запада на восток наблюдается увеличение в узлах количества россыпей и их продуктивности. В этом же направлении происходит сближение границ рудно-россыпных узлов, которые становятся менее отчетливыми. Наиболее продуктивный на россыпное золото Моготский узел расположен на пересечении Джелтулакского разлома поперечным Унахинским. В пределах зоны разрабатывались небольшие месторождения золотокварцевой формации: Золотая Гора, Успенское и рудопроявление Уганское. В результате добыто около 2,6 т Au. На рудное золото перспективны фланги и глубокие горизонты ряда известных, но слабо изученных рудопроявлений (Одолго, Иличи Джелтулакские, Гульде, Софийское, Могоктак, Успенское и др.). Кроме того, в долинах рек с крупными россыпями возможно выявление золоторудных месторождений непосредственно в плотике россыпей.

Самая протяженная Джагды-Селемджинская зона простирается на 450 км в восточной части провинции. В ней расположено 13 рудно-россыпных узлов. По уровню эрозионного среза золотого оруденения, соотношению добычи россыпного и рудного золота, а также типоморфным особенностям самородного золота выделены три части зоны: западная, центральная и восточная. В западной части металлогенической зоны расположены Долбырьский, Унья-Бомский, Туксинский, Дугдинский, Норский и Эгорский рудно-россыпные узлы. Им отвечают зоны сближенных разломов или куполовидные структуры. Интрузивные образования развиты крайне ограниченно, вплоть до амагматичных узлов. Из россыпей этой части зоны добыто 36 т золота, главным образом, из Унья-Бомского узла (31 т). Добыча рудного золота ограничивается десятками килограммов. Кроме золотого, в некоторых рудно-россыпных узлах развито ртутное оруденение. Рудное и россыпное золото преимущественно высокопробное (875–900%), иногда содержит значительную примесь ртути до 9%. Эта часть зоны перспективна на выявление небольших месторождений золотокварцевой формации и россыпей золота.

В центральной, наиболее эродированной части Джагды-Селемджинской зоны расположены Маломырский, Верхнестойбинский, Токурский и Харгинский рудно-россыпные узлы, которым отвечают пересечение крупных разломов, интрузивно-купольная, синклиналичная и грабен-синклиналичная структуры. Эта часть металлогенической зоны наиболее продуктивна на россыпное (добыто около 170 т) и рудное (58 т) золото.

Месторождения и рудопроявления золота принадлежат преимущественно, золотокварцевой формации. Для руд характерна значительная примесь шеелита. Золото в рудных месторождениях в основном низкой (725–770‰), а в россыпях средней (775–875‰) пробы. Наличие в пределах рудно-россыпных узлов значительного количества интрузий, примесь в рудах месторождений большого количества шеелита и низкая проба золота указывают на нижний или средний уровень эрозионного среза золотого оруденения. Эта часть металлогенической зоны наиболее перспективна на выявление золоторудных месторождений.

Из трех рудно-россыпных узлов (Восточно-Селемджинского, Софийского и Кербинского) восточной части Джагды-Селемджинской зоны добыто около 87 т россыпного золота. Наиболее продуктивными являются Кербинский и Софийский узлы, которым отвечают горстовое и горст-антиклинальное поднятия. Проба россыпного золота меняется в широких пределах, но наиболее распространена высокая проба в интервале 900–925‰. Рудные месторождения мелкие, жильного типа, принадлежат золотокварцевой формации. Проба рудного золота преимущественно высокая. В этой части металлогенической зоны развито в основном золотое оруденение верхней части рудной колонны с рассеянным золотокварцевым оруденением. Оно благоприятно для формирования россыпей, но мало перспективно на выявление крупных или средних по запасам золота рудных месторождений.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы:

в Приамурской провинции выделена наиболее продуктивная центральная часть, из рудных и россыпных месторождений которой добыто около 900 т золота. Добыча рудного золота (83 т) на порядок ниже добычи россыпного (817 т), что свидетельствует о перспективах выявления новых крупных месторожде-

ний рудного золота;

месторождения рудного золота принадлежат, главным образом золотокварцевой, золотосульфидно-кварцевой, золото-шеелит-кварцевой, золотополиметаллической и золотосульфидной формациям. Изотопный возраст их, определенный Rb-Sr, в меньшей мере Ar-Ar методами, позднемезозойский в интервале от позднего триаса до верхов позднего мела. Интервал формирования золотого оруденения порядка 150 млн. лет. Отмечается отчетливое омоложение возраста золотого оруденения по направлению с запада на восток от преимущественно раннемелового до позднемелового;

наблюдается отличие рудно-россыпных узлов по геологическому строению, уровню эрозионного среза, формационной принадлежности золотого оруденения, богатству россыпей и типоморфным особенностям самородного золота. Даны рекомендации на поиски золотого оруденения и россыпей в рудно-россыпных узлах Янканской, Желтулакской и Джагды-Селемджинской металлогенических зон.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Степанов В.А. Золото и ртуть Приамурской провинции // ДАН. 1998. Т. 358. № 5. С. 810–813.
2. Степанов В.А., Мельников А.В., Носырев М.Ю. Зея-Гилуйская структура центрального типа и ее рудоносность // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 395–399.
3. Степанов В.А. Этапы формирования и возраст золоторудных месторождений Приамурья // ДАН. 2005. Т. 403. № 1. С. 83–87.
4. Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С. и др. Приамурская золоторудная провинция. — Благовещенск: АмГУ, 2008.
5. Стриха В.Е. Мезозойские гранитоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья. Ч. 1. — Благовещенск: АмГУ, 2012.

### Оценка современного состояния нефтегазонасыщенной системы по результатам изучения водно-газовых равновесий (на примере палеозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири)

Д.А.НОВИКОВ (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ СО РАН); 630090, г. Новосибирск, проспект Коптюга, д. 3; Национальный исследовательский Новосибирский государственный университет (НГУ); 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2)

Анализ перераспределения газов между углеводородными залежами и пластовыми водами показал, что первые находятся в нестабильном положении по отношению ко вторым. Залежи выступают «реликтами» предыдущих гидрогеологических эпох, а вода является наиболее мобильным компонентом этой системы. Вследствие этого состав залежей претерпевает медленное направленное изменение по пути установления равновесия, отвечающего наступившему качественно новому состоянию геохимической системы вода–газ(нефть)–порода–органическое вещество.

*Ключевые слова:* равновесие, вода–газ, подземные воды, нефтегазонасыщенная система.

Новиков Дмитрий Анатольевич, NovikovDA@ipgg.sbras.ru

### Assessment of current petroleum system based on the water-gas equilibrium study results (as exemplified on the Paleozoic sediments of the southeastern West Siberia)

D.A.NOVIKOV

Various types of water from non-saturated to extremely saturated with gas were revealed. Having done the analysis on redistribution of gases between hydrocarbon reservoirs and fossil waters the first was identified as in unstable position compared to the latter. Reservoirs were assumed to present «relicts» of the previous hydrogeological epoch, and water being the most mobile component of this system, resulting in the slow forward reservoir shift to the equilibrium that corresponds to the qualitatively new condition of geochemical water–gas (oil)–rock–organic matter system (OM).

*Key words:* equilibrium, water–gas, groundwaters, petroleum system.

Еще в начале 1930-х годов, когда не были конкретно определены перспективы нефтегазонасыщенности ни палеозойских, ни мезозойских отложений Западной Сибири, многие исследователи (В.Г.Васильев, М.К.Коровин, Н.А.Кудрявцев, Д.Л.Степанов, Н.П.Туаев, М.М.Чарыгин и др.) отдавали предпочтение палеозойским образованиям, так как в обрамлении Западно-Сибирского мегабассейна (ЗСМБ) в них были обнаружены признаки нефтегазонасыщенности.

В дальнейшем, когда стало ясно, что основной нефтегазонасыщенный этаж — мезозойский, интерес к осадочным комплексам палеозоя значительно снизился и бурения с целью поисков в них залежей углеводородов практически не проводилось. Его перспективы обсуждались только в отдельных работах и в самой общей форме. Однако и тогда, в самом начале широкого развития нефтепоисковых работ в регионе на мезозойские отложения (начало 1960-х годов) Ф.Г.Гурари, В.Н.Казаринов, М.К.Касьянов, Ю.К.Миронов, И.И.Нестеров, Л.И.Ровнин, Н.Н.Ростовцев, М.Я.Рудкевич, А.А.Трофимук, Ю.Г.Эрвь и другие подчеркивали, что осадочные толщи палеозоя следует рассматривать

в качестве дополнительного резерва прироста запасов нефти и газа [5, 17, 18, 27, 30].

В последние годы наметилась тенденция к переоценке перспектив нефтегазонасыщенности палеозоя Западно-Сибирской плиты, о чем свидетельствует возрождение интереса к этой проблеме в научных и производственных геологических организациях и появление значительного количества публикаций на эту тему. Интерес к доюрским отложениям неслучаен и подкреплен в первую очередь открытием в их границах 74 залежей нефти и газа, которые группируются в 61 месторождение [1, 8, 11, 22, 31].

В пределах осадочных бассейнов газы из-за своей исключительной подвижности дают наибольшие ореолы рассеяния при диффузионных процессах между углеводородными залежами и окружающими их пластовыми водами и являются в этой связи одними из наиболее достоверных поисковых критериев [3, 16, 25]. Факты и результаты расчетов Ю.П.Гаттенбергера, В.М.Матусевича и других [23] позволяют считать, что «...на современном этапе развития ЗСМБ скорости фильтрации вод в его погруженной части характеризу-

ются ничтожно малыми величинами даже в геологическом времени, а фильтрация вод, по существу, не имеет места. В этих условиях, вероятно, основные масштабы массопереноса вещества и, в частности, формирование водных ореолов рассеяния вблизи нефтегазовых залежей связаны с процессами диффузии» [23, с. 160]. Поэтому роль процессов в системе вода–газ возрастает многократно.

Изучением водорастворенных газов (ВРГ) Западно-Сибирского мегабассейна длительное время занимались М.С.Гуревич, Н.Н.Ростовцев, Н.М.Кругликов, Л.М.Зорькин, А.Э.Конторович, А.А.Розин и многие другие исследователи [14, 15, 21, 23]. Они установили основные черты газовой зональности подземных вод бассейна и дали высокую оценку поискового значения ВРГ, которая определяется не только их качественным составом, но и величиной упругости. В Томской области водорастворенные газы долгие годы изучали А.Д.Назаров, В.Г.Иванов, Л.С.Маньлова, С.Л.Шварцев и другие исследователи.

Вместе с тем условия физико-химических равновесий газов остаются мало изученными, хотя эта проблема представляет большой научный и практический интерес, так как позволяет более целенаправленно решать многие генетические вопросы газо- и нефтеобразования [29] и раскрывает ранее неизвестные закономерности формирования подземных вод [32]. Равновесия позволяют выявить направленность геохимических процессов в системе вода–газ как на настоящем этапе развития нефтегазоносной системы, так и в ее геологическом прошлом, а также помогают решать вопросы сохранности залежей и задачи прогнозирования их фазового типа.

**Методика исследований.** Система вода–газ является довольно сложной, что объясняется ее многокомпонентностью и разнонаправленностью протекающих в ней процессов. Это обстоятельство делает проблематичным использование ранее применявшихся методов расчета степени насыщения пластовых вод газами, индивидуальных фугитивностей газов и др. В этой связи автор данной публикации использовал методику, реализованную в составе программного комплекса НГ-32, разработанную М.Б.Букаты в ИНГГ им. А.А.Трофимука СО РАН и позволяющую учитывать при моделировании все параметры изучаемой системы [6, 7].

В ее основу положены зависимости закона действующих масс и метода активности. Для каждого компонента  $i$  из  $n$  компонентов растворенной в подземной воде газовой смеси в этом случае рассматривается обратимая реакция перехода из раствора в свободную фазу



Закон действия масс для нее может быть записан в виде

$$K_i = \frac{f_i}{a_i^0} \quad (2)$$

где  $K_i$  — термодинамическая константа равновесия,  $f_i$  — фугитивность (летучесть) газа в свободной фазе,  $a_i^0$  — его активность в равновесном со свободной фазой (насыщенным этим газом) растворе в стандартном состоянии.

Степень насыщения водного раствора газом  $i$  оценивается с помощью индекса недонасыщенности

$$L_i = \frac{a_i K_i}{f_i} \quad (3)$$

где  $a_i$  — активность газа в исследуемой воде.

Наиболее простой подход заключается в непосредственном определении фугитивности  $F_i$  каждого газа  $i$  в гипотетической равновесной с раствором свободной газовой фазе с помощью полуэмпирических методов, предложенных А.Ю.Намиотом, Е.С.Баркан и другими, причем

$$F_i \equiv a_i K_i \quad \text{и} \quad L_i = \frac{F_i}{f_i} \quad (4)$$

Для расчета  $f_i$  и  $K_i$  были использованы поправочные коэффициенты и серии регрессионных уравнений, полученные М.Б.Букаты в результате обработки экспериментальных данных, которые описывают необходимые термодинамические параметры, растворимость и распределение газов между фазами в зависимости от состава каждой из них и реальных термобарических условий.

Оценка процесса перераспределения газов между залежами и пластовыми водами проводилась по отношению величин индивидуальных фугитивностей газов, рассчитанных в системах залежь–пластовые воды и пластовые воды–залежь. В первом случае по составу свободной газовой фазы рассчитывался гипотетический равновесный состав водорастворенных газов, а во втором — по ВРГ рассчитывался состав гипотетической газовой залежи. Расчеты степени насыщения пластовых вод газами ( $K_2$ ), индивидуальных степеней насыщения пластовых вод газами и индивидуальных фугитивностей газов, прогнозные характеристики и др. проводились для 160 объектов в пределах верхней части палеозойского фундамента (продуктивных и пустых) на территории Томской области. Исходными данными послужили фондовые материалы Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, его Томского филиала, ОАО «Томскнефтегазгеология» и ДП ТО СНИИГГиМС.

**Геолого-гидрогеологические условия.** В настоящее время не существует общепринятой индексации и номенклатуры продуктивных горизонтов в доюрских

отложениях, но при научных изысканиях рекомендовано выделять два самостоятельных объекта: эрозионно-тектонические выступы палеозойских образований (зона контакта отложений палеозоя и мезозоя или разновозрастный нефтегазоносный горизонт зоны контакта — НГГЗК (по Е.Е.Даненбергу и А.Э.Конторовичу) и собственно палеозойские структуры. К настоящему времени получены притоки нефти и газа как из пород палеозойского возраста (Малоичское, Елей-Игайское), так и из НГГЗК (Арчинское, Герасимовское, Калиновое, Лугинецкое и др.). Наиболее значительные результаты по выявлению скоплений углеводородов достигнуты в НГГЗК [4, 9, 12, 13, 19, 20]. Геологическое строение палеозойских комплексов и закономерности размещения коллекторов, залежей нефти и газа в них очень специфичны и требуют тщательного анализа всех геолого-геофизических и геохимических материалов. По мнению ведущих исследователей в области геологии палеозоя коллекторские свойства палеозойских образований в основном сформировались под воздействием вторичных процессов, таких как гипергенез, гидротермальная переработка (доломитизация, выщелачивание) и др. [2, 10, 19]. Наибольшему воздействию подвергались отложения, представленные в основном органогенными известняками или кремнистыми

породами с повышенным количеством радиолярий. Наблюдается определенная связь развития коллекторов с дизъюнктивными нарушениями и зонами дробления, являющимися проводящими каналами для гидротерм.

Типичным представителем этого класса месторождений может служить *Калиновое нефтегазоконденсатное месторождение* (рис. 1). По отражающему горизонту  $\Phi_2$  (кровля доюрских образований) структура представляет собой синклинальную складку северо-западного простирания, в современном плане являющейся положительной формой рельефа, разбитой серией дизъюнктивных нарушений того же простирания. Доюрские образования вскрыты всеми скважинами, за исключением скважины 5, на глубину от 39 до 1483 м и представлены карбонатными, глинисто-кремнистыми и глинисто-карбонатными породами, а так же развитыми по ним отложениями коры выветривания. Палеозойская залежь нефти М приурочена к отложениям фундамента девонского возраста и развитым по ним отложениям коры выветривания, имеющим мощность от 8 до 146 м и залегающим на глинистых, доломитизированных известняках и кремнистых, глинисто-кремнистых породах, претерпевших гидротермальную переработку.

Залежь нефти вскрыли скважины 6, 10, 12, 13, 31, 25, 31. При испытании отложений в скважине 6 из интервалов 2808–3005 м получены притоки нефти деби-

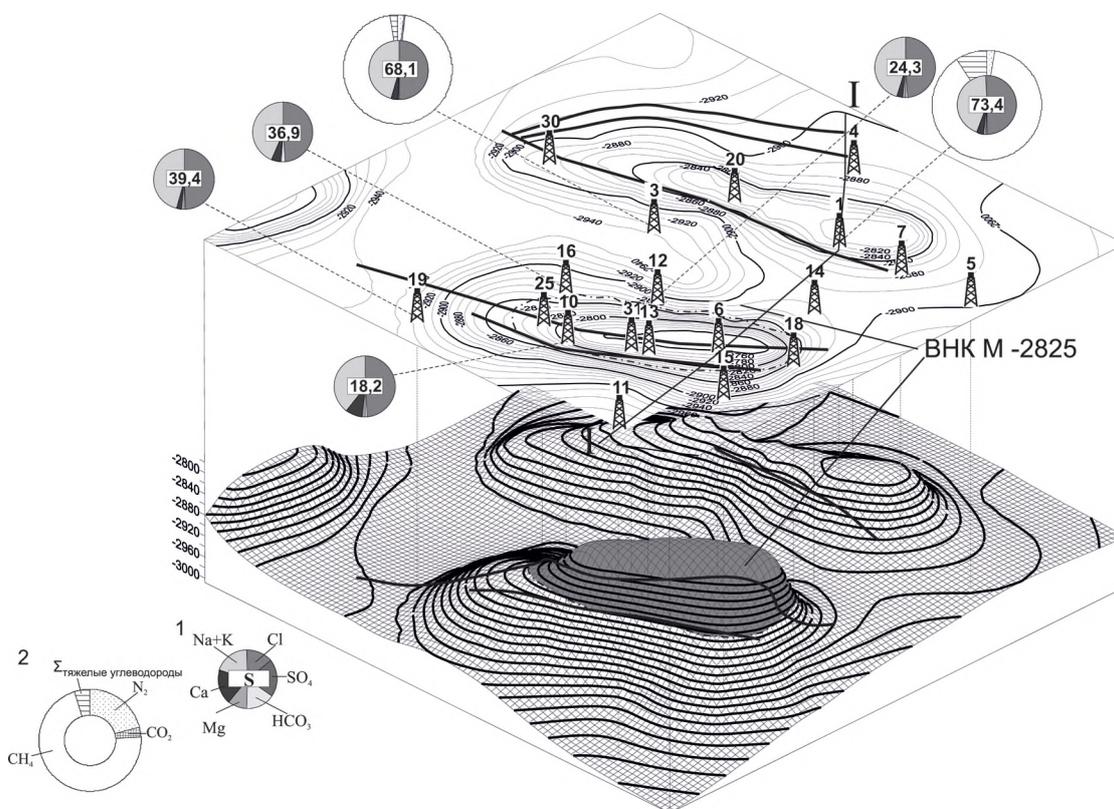


Рис. 1. Гидрогеологическая модель палеозойской залежи Калиновое НГК месторождения:

химический состав: 1 — подземных вод, 2 — водорастворенных газов

тами от 8,8 до 16,8 м<sup>3</sup>/сут и газа от 24,4 до 41,4 тыс.м<sup>3</sup>/сут на штуцере 8 мм. При испытании в процессе бурения скважины 10 из интервала 2865,5–2895,5 м получено 1,5 м<sup>3</sup> нефти за 60 мин. При испытании в процессе бурения скважины 13 из интервалов 2860–2902 и 2908–2944 м получено нефти, соответственно, 4,9 и 1,6 м<sup>3</sup> за 30 и 66 мин. При испытании в колонне скважины 25 из интервала 2936,8–2952 м получен приток нефти дебитом 2,5 м<sup>3</sup>/сут на 3 мм штуцере. В скважине 31 из интервала 2848–2954 м получены притоки нефти дебитами от 11,0 до 27,08 м<sup>3</sup>/сут на 4 мм штуцере.

Палеозойская залежь нефти М является структурно-стратиграфической, массивной и контролируется линией водонефтяного контакта на западе условно принятым на отметке –2825, на востоке на отметке –2795 и на юге –2814 м. Покрышкой для нее являются отложения тюменской свиты, залегающие на всей площади выступа.

В *гидрогеологическом плане* изучаемые отложения палеозоя относятся к самостоятельному палеозойскому гидрогеологическому бассейну трещинных и трещинно-жильных вод [14] или палеозойскому гидрогеологическому этажу [24]. В пределах Западно-Сибирского мегабассейна *гидрогеологические условия* палеозойских образований Томской области изучены наиболее полно (отложения палеозоя вскрыты более 650 скважинами), что связано с незначительной глубиной залегания фундамента (2,3–3,2 км).

Литологические исследования керна скважин показали, что породы в значительной степени консолидированы и утратили свою первоначальную пористость и проницаемость. Поэтому фильтрационно-емкостные свойства палеозойских образований тесным образом связаны с вторичной трещиноватостью, кавернозностью и выщелачиванием, то есть для них характерна водонапорная система трещинных и трещинно-жильных вод с очень сложной гидравлической взаимосвязью. Следует также отметить осложнения, связанные со значительной гидравлической разобщенностью отдельных водоносных зон и их изменчивую водообильность. Низкие коллекторские свойства пород, как правило, не дают притоков пластового флюида.

Тем не менее, эти ограничения, заложенные природой и значительно усложняющие изучение гидрогеологии палеозойского комплекса, при наличии фактического материала позволяют выявить некоторые закономерности. Так, наибольшие притоки флюидов отмечаются в пределах коры выветривания (НГГЗК), далее по мере погружения объектов от его кровли происходит значительное снижение дебитов.

Сложность блокового строения фундамента четко прослеживается при анализе термобарических условий. Так, основной *гидродинамической* особенностью этой части Западно-Сибирского мегабассейна является постепенное увеличение напряженности гидродинамического поля по мере удаления от областей питания на

юге и юго-востоке региона и развитие повышенных пластовых давлений в палеозойских отложениях в пределах северных, центральных и западных районов Томской области. Случаи повышенных давлений следует трактовать, как признак высокой степени гидрогеологической закрытости недр, характерной для гидрогеологической системы элизионного типа. В целом палеозойские отложения гидродинамически изолированы сверху надежными флюидоупорами. Их изолированность нарушается лишь на локальных участках, где развиты многочисленные разломы и тектонические нарушения или литологические окна. При этом даже в пределах отдельных структур гидродинамические условия довольно изменчивы и позволяют выделять гидродинамически обособленные друг от друга блоки и участки.

Температура подземных вод вскрытой бурением части палеозойских образований в пластовых условиях изменяется в широких пределах от 50 до 142°C. Разброс температур в пределах одного интервала от 5 до 10°C в первую очередь связан с величиной теплового потока, характером тектонической структуры, интенсивностью развития дизъюнктивной тектоники, характером насыщения коллектора и ряда других факторов. Дифференциация теплового поля в одних случаях носит четкий характер (структуры и даже их участки резко различаются по величине геотермического градиента), в других — нечеткий (геотермические условия близки и различаются в деталях).

Подземные воды верхней части палеозойского гидрогеологического комплекса относятся преимущественно к хлоридному натриевому типу (по С.А.Щукареву) с соленостью вод от 10 до 115 г/дм<sup>3</sup>. В результате параметрического бурения скважин проекта «Восток» на территории Томской области и приграничных районах Красноярского края в доюрских отложениях выявлены рассолы с общей минерализацией до 200 г/дм<sup>3</sup> [26]. В разрезе доминируют воды с минерализацией от 30 до 50 г/дм<sup>3</sup> седиментогенного генезиса (см. таблицу). Воды пониженной минерализации (10–20 г/дм<sup>3</sup>) приурочены к юго-восточным районам Томской области (Барабинско-Пихтовская моноклиза) и имеют инфильтрационный генезис. Близ газоводяных (ГВК) и водонефтяных (ВНК) контактов локальным распространением пользуются воды конденсатогенного типа, имеющие единую историю с залежами нефти и газа. В катионном составе доминирует Na, составляя до 29 г/дм<sup>3</sup>. Среди анионов преобладает Cl, достигая 55 г/дм<sup>3</sup>. Щелочные и щелочноземельные элементы содержатся в подземных водах в следующих концентрациях (в мг/дм<sup>3</sup>): К 30–1400, при среднем значении 340; Na 4–29, при среднем 14,5; Sr 22–1350, при среднем 295; Ca 56–7815, при среднем 1590. Содержания составляют (в мг/дм<sup>3</sup>): Вг 2–283, при среднем 98; I 1–38, при среднем 8. Газонасыщенность подземных вод изменяется в значительных пределах

Средний химический состав подземных вод палеозойских образований ряда структур юго-восточных районов Западно-Сибирского мегабассейна

Структура	pH	Элементы, мг/л															M, г/л	Число анализов
		Cl	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Na	Ca	Mg	K	Br	B	F	I	Li	Rb	Sr	SiO <sub>2</sub>		
Арчинская	6,4	20215	409	106	8286	4048	218	284	21,8	8,8	0,6	10,8	1,5	2,1	127	26,9	33,1	2
Верхне-Комбарская	6,8	30240	582	116	16809	2201	234	216	91,7	43,4	1,4	5,6	5,5	0,6	496	43,9	50,6	11
Верхне-Салагская	6,8	41318	1238	32	23605	2341	315	284	159,7	73,6	2,1	10,5	—	—	—	—	69,2	1
Герасимовская	6,5	31595	568	94	17557	1934	245	304	161,8	36,3	4,6	12,0	6,4	0,8	438	7,2	52,8	9
Горело-Ярская	6,5	33090	525	118	18381	2498	220	228	84,4	57,5	2,3	3,5	2,7	0,8	318	32,0	54,7	3
Еланская	6,6	20738	628	50	11633	1393	242	203	80,5	20,0	0,8	0,2	1,6	—	203	—	34,3	1
Елей-Итайская	7,2	11103	605	121	6752	731	84	164	34,2	36,0	4,0	3,0	0,8	2,1	144	34,0	19,6	4
Западно-Еллейская	6,6	27374	641	42	15391	1723	389	252	97,3	5,1	0,4	5,8	2,8	0,1	179	9,2	45,2	1
Западно-Лугинская	6,4	29452	576	66	16869	1722	288	227	99,6	13,9	2,2	6,6	3,1	1,2	403	12,5	48,6	5
Калганакская	6,2	40420	500	62	22952	2325	413	650	127,1	33,8	1,6	7,6	3,5	1,0	480	56,0	66,4	1
Калиновья	6,5	31071	662	62	18480	1314	209	330	148,5	28,6	1,0	19,0	6,3	0,6	239	43,3	51,4	7
Калчанская	6,8	22875	613	80	13300	1400	350	240	54,7	11,1	0,6	2,0	8,0	—	325	12,0	39,2	1
Киндальская	6,7	25709	336	38	14105	1948	146	204	63,7	11,3	—	—	—	—	—	—	42,0	1
Лугинская	7,6	12807	576	88	8429	497	80	139	58,7	28,8	2,7	3,4	2,7	1,1	257	20,0	23,3	6
Мурасовская	6,4	36785	854	42	20106	2344	462	224	98,8	9,2	—	—	—	—	—	—	60,0	1
Мыльджинская	7,0	19726	875	40	12200	554	78	161	65,0	41,2	1,2	7,0	—	—	—	78,0	33,9	2
Нижне-Табанская	7,0	22480	648	115	14322	847	224	346	87,7	64,1	1,6	12,1	4,5	0,5	158	53,8	39,7	16
Останинская	6,5	26312	1116	42	16946	1576	160	491	92,3	43,5	2,1	7,0	12,2	0,3	758	30,2	48,1	10
Северо-Калиновья	7,3	21655	915	42	12840	980	216	188	75,3	66,2	0,8	3,8	2,2	0,5	113	120,0	36,2	1
Северо-Останинская	6,8	26373	640	27	15926	1338	626	217	82,9	48,8	1,6	5,9	4,4	0,7	473	68,0	46,6	14
Селимхановская	6,6	32617	915	56	18500	2004	98	202	—	—	—	—	—	—	—	—	57,1	1
Сельвейкинская	7,1	31942	643	128	17961	2017	248	240	98,1	129,5	1,2	11,6	6,6	1,0	494	26,5	53,0	7
Солоновская	6,9	20600	353	124	13319	969	212	242	94,2	4,7	2,2	8,5	4,1	0,8	154	7,4	37,2	6
Тамбавская	6,8	26697	650	116	16950	1691	150	215	141,1	89,0	2,9	22,5	3,8	0,5	143	36,2	47,6	15
Толпаровская	6,0	38839	293	104	23044	1857	182	1183	139,4	30,0	2,2	1,5	10,5	1,1	393	9,3	64,2	3
Урманская	7,1	23636	720	137	11879	1561	505	207	88,6	71,7	5,4	16,0	4,4	0,6	255	44,0	39,6	12
Чагвинская	7,7	12621	546	28	7049	1202	25	165	33,9	24,6	0,8	1,7	3,0	1,4	76	8,0	21,4	1
Чкаловская	6,5	34645	629	83	18206	2838	309	258	100,6	50,4	0,9	4,0	6,4	0,7	654	26,8	57,4	20
Широтная	7,2	14555	482	39	8545	664	138	162	57,0	3,2	0,8	7,2	2,5	0,4	67	4,4	24,6	3
Южно-Тамбавская	6,5	36210	140	20	20953	1680	279	282	186,0	8,0	0,6	18,0	4,3	0,7	177	5,0	59,7	1
Среднее по выборке:	6,9	25856	643	123	17090	1522	280	286	99,7	73,0	19,3	11,1	5,0	0,7	289	40,0	45,0	166

Примечание. «—» — нет данных.

0,1–8,0 л/л закономерно снижаясь по мере погружения водоносных горизонтов (рис. 2, а) и по мере удаления от водонефтяных и газодляных контактов (см. рис. 2, б–в).

Водорастворенные газы имеют повсеместно метановый состав с его объемной долей в среднем 85,90%. В составе водорастворенных газов роль гомологов метана зависит от близости газодляных и водонефтяных контактов и величина  $S_{гв}$  изменяется от 1,23 до 18,15%, составляя в среднем 4,71%. Объемная доля  $N_2$  не превышает 31% (Сибкраевская площадь), а в подавляющем большинстве случаев 5%, все другие газы кроме тяжелых углеводородов, содержатся в еще меньших количествах.

#### Степень насыщения подземных вод газами.

Проведенные детальные расчеты показали, что в изученных отложениях палеозойского фундамента насыщение подземных вод газами носит сложный характер. Выделяются три максимума по степени насыщения подземных вод газами с величиной  $K_г$  близкой к 1. Первый приурочен к Чузикско-Чижапской мезоседловине (Урманская, Останинская, Нижне-Табаганская, Калиновая и другие площади), второй к Северо-Сильгинской площади Восточно-Чижапского мезоподнятия и третий к Квартовой площади Лебянской мезоседловины. От Калиновой площади на восток происходит закономерное снижение значений  $K_г$  до 0,56 на Шудельской площади и далее до 0,19–0,39 на Мартовской, Вездеходной и Ярской площадях. На юг в направлении Барабинско-Пихтовской моноклизы также происходит снижение величин  $K_г$  до 0,32 на Парбигской площади. Установлен рост степени насыщения подзем-

ных вод газами по мере погружения водоносных горизонтов (рис. 3, а), в нефтегазонасыщенных структурах он более резкий, чем на пустых (см. рис. 3, б). Величина  $K_г$  растет также по мере приближения к газодляным и водонефтяным контактам и нередко достигает около них 0,80–0,95.

Установлена зависимость степени насыщения пластовых вод газами от величины их общей газонасыщенности. Все воды при газонасыщенности более 1,7 л/л являются предельно насыщенными газами ( $K_г$  1,0), то есть имеются теоретические предпосылки для процесса формирования углеводородных залежей. Ненасыщенные газами пластовые воды наоборот способны растворять в себе сформированные ранее залежи.

Выявлена прямая зависимость между величиной  $K_г$  и фазовым составом залежей. Установлено, что в зоне развития значений  $K_г$  от 0,8 до 1,0 приурочены основные газовые и газоконденсатные залежи, а к менее насыщенным водам — нефтяные. Сложный характер выявленных зависимостей говорит о разнообразии химического и газового состава подземных вод разных генетических типов: седиментогенных, древних инфильтрационных и в меньшей степени конденсатогенных. При этом следует отметить, что на настоящем этапе развития нефтегазонасыщенной системы доминируют процессы смешения перечисленных выше генетических типов вод.

**Характер физико-химических равновесий в системе вода–газ.** Анализ перераспределения газов между углеводородными залежами и приконтурными пластовыми водами показал, что залежи находятся преимущественно в нестабильном положении по

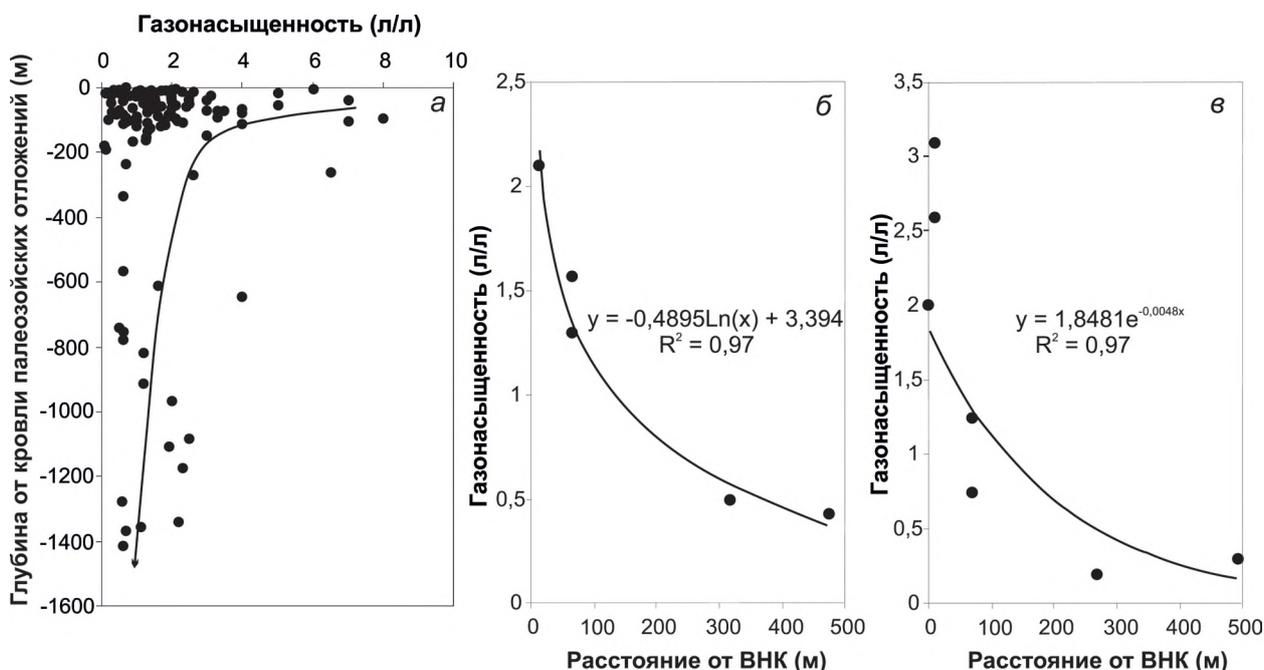


Рис. 2. Зависимость величины общей газонасыщенности подземных вод с глубиной (а) и от расстояния до ВНК палеозойских залежей на Калиновом (б) и Останинском (в) месторождениях

отношению к вмещающим их водам (рис. 4). Практически из всех изученных залежей происходит рассеяние метана, диоксида углерода и аргона, что компенсируется привнесом в залежи гелия и азота, в разной степени гомологов метана. На многочисленном ряде залежей идет процесс их фазового переформирования в направлении утяжеления состава.

Можно говорить о некоторой специфике процессов перераспределения газов между залежами и окружающими их пластовыми водами в зависимости от фазового состава залежи. Наиболее интенсивно процессы обмена и переформирования протекают в пределах газоконденсатных и газовых залежей, а наименее интенсивно в нефтяных.

Анализ изменения отношений индивидуальных фугитивностей газов в пластовых водах и углеводородных залежах выявил некоторые закономерности. Так, с глубиной отмечается рост отношения у метана, водорода, этана, пропана и диоксида углерода, что подтверждает ранее выполненные исследования Б.Н.Рыженко и В.П.Волкова по росту летучести газов в широком диапазоне температур и давлений [28]. Бутан, пентан и гексан ведут себя значительно сложнее.

Из материалов статьи следует, что в пределах палеозойского гидрогеологического комплекса юго-восточных районов Западной Сибири развиты соленые и рассоль-

ные хлоридные натриевые воды с общей минерализацией преимущественно 30–50 г/дм<sup>3</sup>. В целом по значениям  $Cl/Br$  и  $rNa/rCl$  коэффициентов подземные воды верхней части палеозойского комплекса можно отнести к седиментогенным, со средними значениями  $Cl/Br$  279 и  $rNa/rCl$  0,8. Следует отметить локальное развитие конденсатогенных вод пониженной минерализации, находящихся в непосредственной близости от существующих залежей и имеющих с ними одну историю образования. Пониженные значения общей минерализации в южных, юго-восточных и восточных районах Томской области, вероятно, можно объяснить частичным разбавлением захороненных морских вод древними инфильтрационными, проникающими с дневной поверхности в эпохи регрессии морского бассейна.

В работе впервые на основе уточненной физико-химической методики (HG-32) рассмотрено современное состояние системы вода–газ в пределах изученной части разреза палеозойских образований Томской области. Установлено, что равновесие в системе вода–газ носит достаточно сложный характер, на который влияют разнообразные факторы: геологическая и гидрогеологическая обстановки, термобарические условия и другие. Полученные данные свидетельствуют о том, что картина насыщения подземных вод палеозойских образований газами различна. Выявлена зависи-

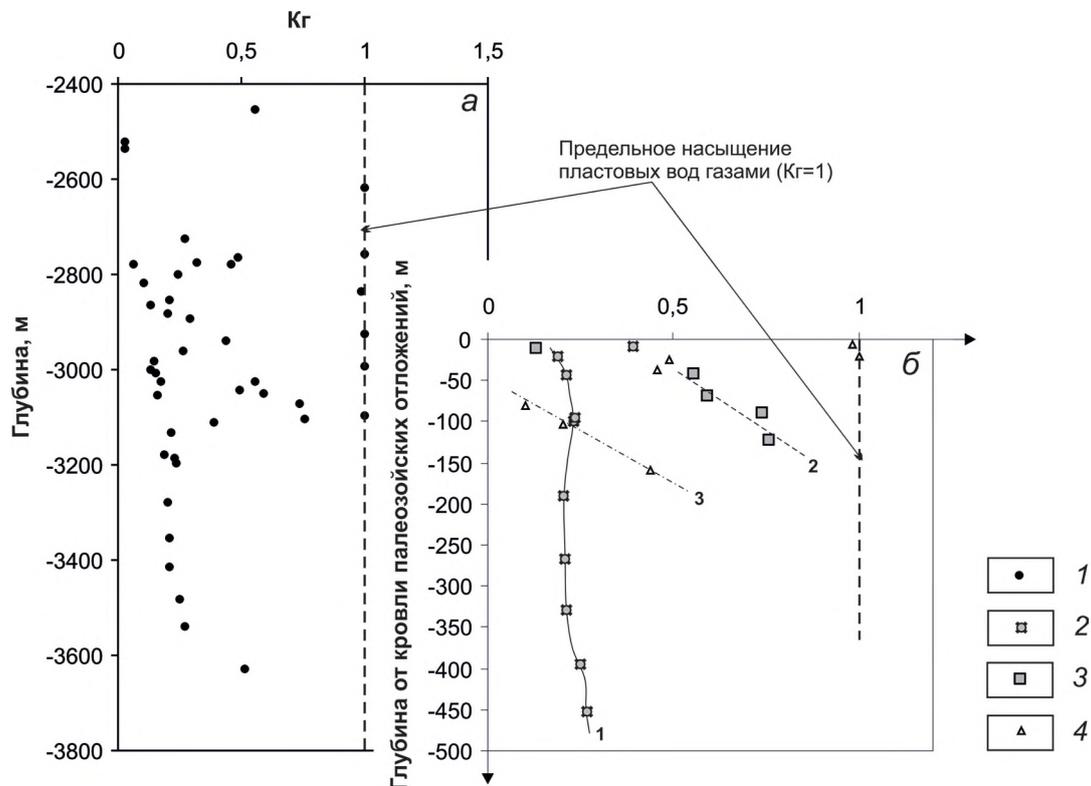


Рис. 3. Изменение степени насыщения подземных вод газами ( $K_g$ ) с глубиной (а) и по мере погружения от кровли палеозойских отложений (б):

величина  $K_g$ : 1 — в подземных водах палеозойского комплекса; в пределах площадей: 2 — Вездеходной, 3 — Нижне-Табганской, 4 — Останинской

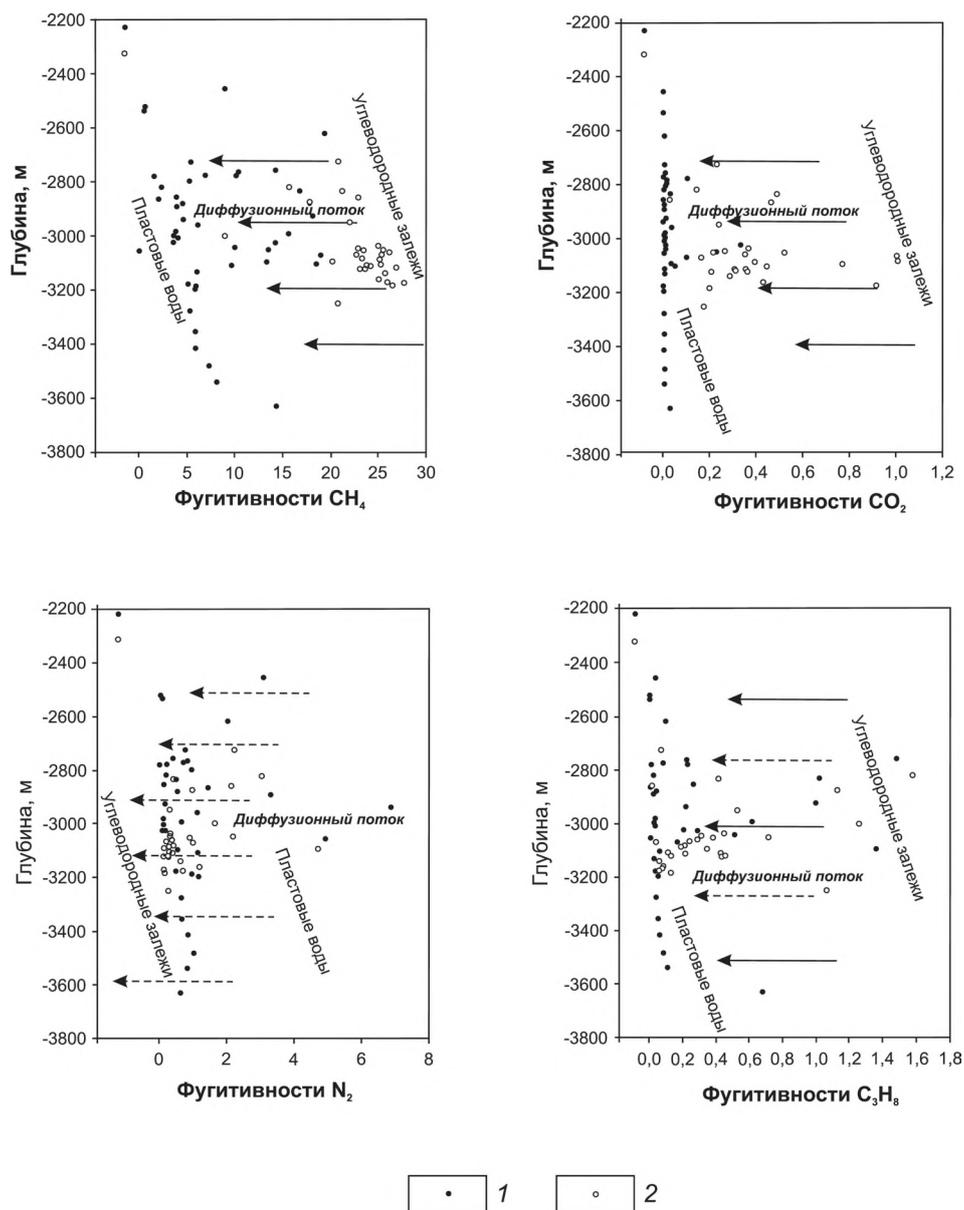


Рис. 4. Зависимость фугитивностей  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$  и  $\text{C}_3\text{H}_8$  в пластовых водах и углеводородных залежах с глубиной:

фугитивности газов: 1 — в пластовых водах, 2 — в углеводородных залежах

мость между степенью насыщения подземных вод газом от глубины залегания водоносных горизонтов, общей газонасыщенности и минерализации вод. Тем самым мы получаем новый механизм оценки возможной степени разрушения залежей подземными водами.

Таким образом, по установленному характеру равновесий, можно утверждать, что имеющиеся в палеозойских отложениях залежи нефти и газа выступают в качестве консервативного элемента литосферы, представляя собой «реликты» предшествующих этапов ее геолого-геохимической эволюции. Окружающие подземные воды являются более активной составляющей системы и заметно опережают их в своем геохимическом развитии. Это проявляется в различии соотношений фу-

гитивности индивидуальных газов в подземных водах и залежах. Вследствие этого состав последних претерпевает медленное направленное изменение по пути установления равновесия, отвечающего наступившему качественно новому состоянию геохимической системы вода–газ (нефть)–порода–органическое вещество.

Полученные результаты региональных гидрогеохимических и газогидрогеохимических исследований позволяют говорить о благоприятных условиях для формирования и сохранения залежей углеводородов на юго-востоке Западной Сибири.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00868).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абросимова О.О., Рыжкова С.В.* Некоторые особенности ловушек, коллекторов и залежей углеводородов в доюрских породах Западной Сибири // *Геология нефти и газа*. 1997. № 3. С. 22–25.
2. *Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Запивалов Н.П.* и др. Проблемы нефтегазоносности верхнепротерозойских и палеозойских комплексов Беларуси и Сибири. — Минск: Белгео, 2003.
3. *Антонов П.Л.* Дальность и продолжительность диффузии газов из залежей в законтурные воды // *Газовая промышленность*. 1963. № 9. С. 1–6.
4. *Биджаков В.И., Даненберг Е.Е., Иванов И.А.* и др. Нефтегазоносность верхней части палеозоя юго-востока Западно-Сибирской плиты // *Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока*. — Новосибирск: СО РАН, 1981. С. 116–121.
5. *Бочкарев В.С.* Строение фундамента Западно-Сибирской плиты и некоторые общие вопросы тектоники платформенных областей // *Проблемы тектоники нефтегазоносных областей Сибири* / Тр. ЗапСибНИГНИ. — Тюмень, 1977. Вып. 125. С. 5–12.
6. *Букаты М.Б.* Методика моделирования водно-газовых равновесий в связи с прогнозом нефтегазоносности // *Геология нефти и газа*. 1992. № 1. С. 7–9.
7. *Букаты М.Б.* Рекламно-техническое описание программного комплекса HydrGeo. — М.: ВНИИЦ, 1999. Номер гос. регистрации алгоритмов и программ во Всероссийском научно-техническом информационном центре (ВНИИЦ) № 50980000051 ПК.
8. *Воронов В.Н., Коркунов В.К., Ивашкева Д.А.* Палеозойские рифогенные постройки – новые нефтегазопроисковые объекты Ямала // *Геология нефти и газа*. 1997. № 6. С. 4–9.
9. *Вышемирский В.С., Запивалов Н.П.* Нефтегазоносность палеозоя юго-востока Западно-Сибирской плиты // *Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока*. — Новосибирск: СО РАН, 1981. С. 90–104.
10. *Геология и полезные ископаемые России*. В 6 томах. Т. 2. Западная Сибирь // Под ред. А.Э.Конторовича, В.С.Суркова. — С-Пб: ВСЕГЕИ, 2000.
11. *Гиригорн Л.Ш., Кабалык В.Г., Соседков В.С.* Краины Сибири как объекты нефтегазопроисковых работ // *Геология нефти и газа*. 1988. № 4. С. 7–12.
12. *Иванов И.А., Худорожков Г.П., Коптяев Н.В.* Нефтегазоносность палеозоя Томской области // *Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири*. — Томск: ТГУ, 1975. С. 46–62.
13. *Иванов И.А., Негоденко В.С., Ковешников А.Е.* и др. Геологическое строение месторождений нефти и газа верхней части палеозойских образований юго-востока Нюрольской впадины (по данным комплексных минералогических и геолого-геофизических исследований) // Тр. СНИИГТиМСа. — Новосибирск, 1989. С. 40–49.
14. *Карцев А.А.* Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. — М.: Гостоптехиздат, 1963.
15. *Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич В.М.* Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов. — М.: Недра, 1986.
16. *Карцев А.А., Гаттенбергер Ю.П., Зорькин Л.М.* и др. Теоретические основы нефтегазовой гидрогеологии. — М.: Недра, 1992.
17. *Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К.* Геология нефти и газа Западной Сибири. — М.: Недра, 1975.
18. *Конторович А.Э., Стасова О.Ф.* Геохимия юрских и палеозойских нефтей юго-восточных районов Западно-Сибирской плиты // *Проблемы геологии и нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты* / Тр. СНИИГТиМСа. — Новосибирск, 1977. Вып. 255. С. 46–62.
19. *Конторович А.Э., Иванов И.А., Ковешников А.Е.* и др. Геологические условия нефтегазоносности верхней части палеозойского разреза Западной Сибири (на примере Межовского срединного массива) // *Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа*. — Новосибирск: СО РАН, 1991. С. 152–171.
20. *Костырева Е.А.* Геохимия и генезис палеозойских нефтей юго-востока Западной Сибири. — Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2005.
21. *Кругликов Н.М., Нелюбин В.В., Яковлев О.Н.* Гидрогеология Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и особенности формирования залежей углеводородов. — Л.: Недра, 1985.
22. *Максимов С.П., Самолетов М.В., Немченко Н.Н.* и др. Палеозойский карбонатный комплекс — перспективный объект поисков залежей УВ на Ямале // *Геология нефти и газа*. 1987. № 10. С. 30–36.
23. *Матусевич В.М., Рыльков А.В., Ушатинский И.Н.* Геофлюидальные системы и проблемы нефтегазоносности Западно-Сибирского мегабассейна. — Тюмень: ТюмГНГУ, 2005.
24. *Назаров А.Д.* Нефтегазовая гидрогеохимия юго-восточной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. — М.: Идея-Пресс, 2004.
25. *Намиот А.Ю.* Фазовые равновесия в системах пластовая вода – природный газ // *Газовая промышленность*. 1958. № 12. С. 1–10.
26. *Новиков Д.А., Шварцев С.Л.* Гидрогеологические условия Предьенисейской нефтегазоносной субпровинции // *«Геология и геофизика»*. 2009. Т. 50. № 10. С. 1131–1143.
27. *Порфильев В.П., Ключко В.П.* Геологические аспекты нефтегазоносности фундамента (на примере Западной Сибири) // *Особенности глубинного строения земной коры*. — Киев, 1982. С. 5–15.
28. *Рыженко Б.Н., Волков В.П.* Коэффициенты летучести индивидуальных газов в широком диапазоне температур и давлений // *Геохимия*. 1971. № 7. С. 760–773.
29. *Соколов В.А.* Геохимия природных газов. — М.: Недра, 1971.
30. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — М.: Недра, 1981.
31. *Фомин А.Н.* Катагенез и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Среднего Приобья // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35. № 11. С. 63–70.
32. *Шварцев С.Л.* Общая гидрогеология. — М.: Недра, 1996.

### **Структурно-вещественная эволюция и алмазоносность многофазной кимберлитовой трубки «Комсомольская» (Алакит-Мархинское поле, Якутия)**

К.Н.ЕГОРОВ, Д.А.КОШКАРЕВ, А.С.ГЛАДКОВ (Институт земной коры СО РАН; 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128)

На основе комплексного картирования структурно-тектонического околотрубочного пространства и внутреннего строения кимберлитовой трубки «Комсомольская» от верхних горизонтов месторождения алмазов до нижних горизонтов с отметкой 505 м впервые рассмотрены три этапа формирования разрывных нарушений и всего рудного узла в целом. Установлена четкая взаимосвязь между минералогическими характеристиками кимберлитов различных фаз внедрения и вариациями параметров их промышленной алмазоносности.

*Ключевые слова:* Якутия, трубка «Комсомольская», структура, алмазоносность месторождения, кимберлиты.

Егоров Константин Николаевич, egorov@crust.irk.ru

Кошкарев Денис Анатольевич, koshckar@earth.crust.irk.ru

Гладков Андрей Станиславович, gladkov@crust.irk.ru

### **Structural and compositional evolution and diamond potential of the Komsomolskaya multiphase kimberlite pipe (Alakit-Markha field, Yakutia)**

K.N.EGOROV, D.A.KOSHKAREV, A.S.GLADKOV

Three stages of formation of the dislocations with a break in continuity and total ore node as a whole are first discussed on the basis of the complex mapping of structural and tectonic circumpipe space and internal structure of the Komsomolskaya kimberlite pipe from the upper levels of the diamond deposit to lower levels with mark of 505 m. Distinct relationship between mineralogical characteristics of kimberlites of different intrusion phases and variations of parameters of their industrial diamond potential are revealed.

*Key words:* Yakutia, Komsomolskaya pipe, structure, diamond potential of deposit, kimberlite.

Месторождению алмазов трубки «Комсомольская» Алакит-Мархинского кимберлитового поля посвящено большое количество публикаций, касающихся вещественного состава кимберлитов и минералогии алмазов [1, 3, 9, 12–14 и др.].

Однако до сих пор отсутствуют работы, в которых была бы рассмотрена структурно-вещественная эволюция формирования месторождения, включающая одновременно этапность развития структурно-тектонического околотрубочного пространства рудного узла и последовательность становления многофазной трубки «Комсомольская». В этой связи авторы приняли попытку восполнить данный пробел.

Для характеристики структурно-тектонического строения околотрубочного пространства месторождения алмазов трубки «Комсомольская» проводилось картирование разломных структур, основных элементов их внутреннего строения и восстановление полей тектонических напряжений. В процессе изучения структуры карьерного поля месторождения создано 266 точек наблюдений, в пределах которых выполнялся комплекс однотипных измерений. Стандартная точка наблюдений представляет собой отрезок стенки карьера (на опре-

деленном горизонте) протяженностью от 10 до 20 м. Электронная база данных, составленная по результатам выполненных исследований, содержит более 1600 замеров тектонических трещин и разрывных нарушений разных рангов. Схема производства наблюдений и методика их обработки изложена в работе [2].

В уступах карьера зафиксированы разрывные нарушения, которые были прослежены как по простиранию, так и на различных уровнях по высоте уступов карьерного поля. Установлено, что наибольшее развитие имеют субвертикальные (углы падения 60° и более) нарушения, представленные зонами повышенной трещиноватости мощностью до 10 метров и более, реже — зонами дробления и перетирания пород. Наряду с субвертикальными разрывами существенную роль в строении участка играют субгоризонтальные углы падения менее 30° зоны повышенной трещиноватости, дробления и межслоевого скольжения мощностью от сантиметров до первых метров. Как правило, они приурочены к границам слоев различной компетентности. Наклонные разрывные структуры встречаются реже и характеризуются меньшими масштабами по сравнению с дизъюнктивами упомянутых выше групп.

По результатам картирования разрывных нарушений в пределах карьерного поля составлена схема разломно-блокового строения района локализации трубки «Комсомольская» (рис. 1). Она свидетельствует о том, что кимберлитовое тело приурочено к сложно построенному узлу субвертикальных разрывных нарушений четырех направлений. Наиболее крупным из них является субмеридиональный разлом, состоящий из нескольких субпараллельных разрывных нарушений. Кроме него, строение узла определяют разрывные нарушения трех направлений: восток-северо-восточного, субширотного и северо-западного.

Детальное изучение структурно-тектонического плана месторождения позволило восстановить поля тектонических напряжений и выявить их последовательность образования во времени. Установлено, что становление трубки «Комсомольская» осуществлялось на временном отрезке, характеризующемся субгоризонтальным положением действующих (максимальной и минимальной) осей главных нормальных напряжений, ориентированных в северо-восточном и северо-западном направлениях.

Погоризонтное изучение геологического строения кимберлитовой трубки «Комсомольская» с параллельным картированием структурно-тектонического околотрубного пространства позволило создать структурно-вещественную модель формирования месторождения в три этапа. Ранее считалось [13, 14], что трубка сложена двумя типами кимберлитовых пород (порфиrowыми кимберлитами и кимберлитовыми брекчиями), которые соответствуют двум фазам внедрения.

Становление трубки «Комсомольская» на первом этапе происходило в поле напряжений, характеризующемся северо-восточной ориентировкой оси сжатия и северо-западной растяжения (см. рис. 1, I). Внедрение первой кимберлитовой фазы трубки, представленной порфиrowыми кимберлитами, контролировалось сегментом восток-северо-восточного разлома, в пределах которого возникали условия локального растяжения за счет левосдвиговых смещений по нарушениям субмеридионального разлома (см. рис. 1, I).

В пределах современного контура трубки «Комсомольская» порфиrowые кимберлиты сохранились в виде небольших по величине ( $5 \times 10$  м) блоков в автолитовой брекчии на горизонте 520 м, а также фрагмента дайкообразного тела на северо-востоке карьерного поля. Кимберлиты содержат не более 5% обломков осадочных пород и единичные коровые и мантийные включения. Количество серпентин-кальцитовых псевдоморфоз первой генерации размером 4–6 мм, реже до 10 мм изменяется в пределах 20–25%. В основной массе порфиrowых кимберлитов наблюдаются идиоморфные псевдоморфозы по оливину второй генерации (25–30%) и лейсты размером 0,5–1,5 мм флогопита (5–10%). Среди оксидно-рудных минералов встречаются единичные зерна только

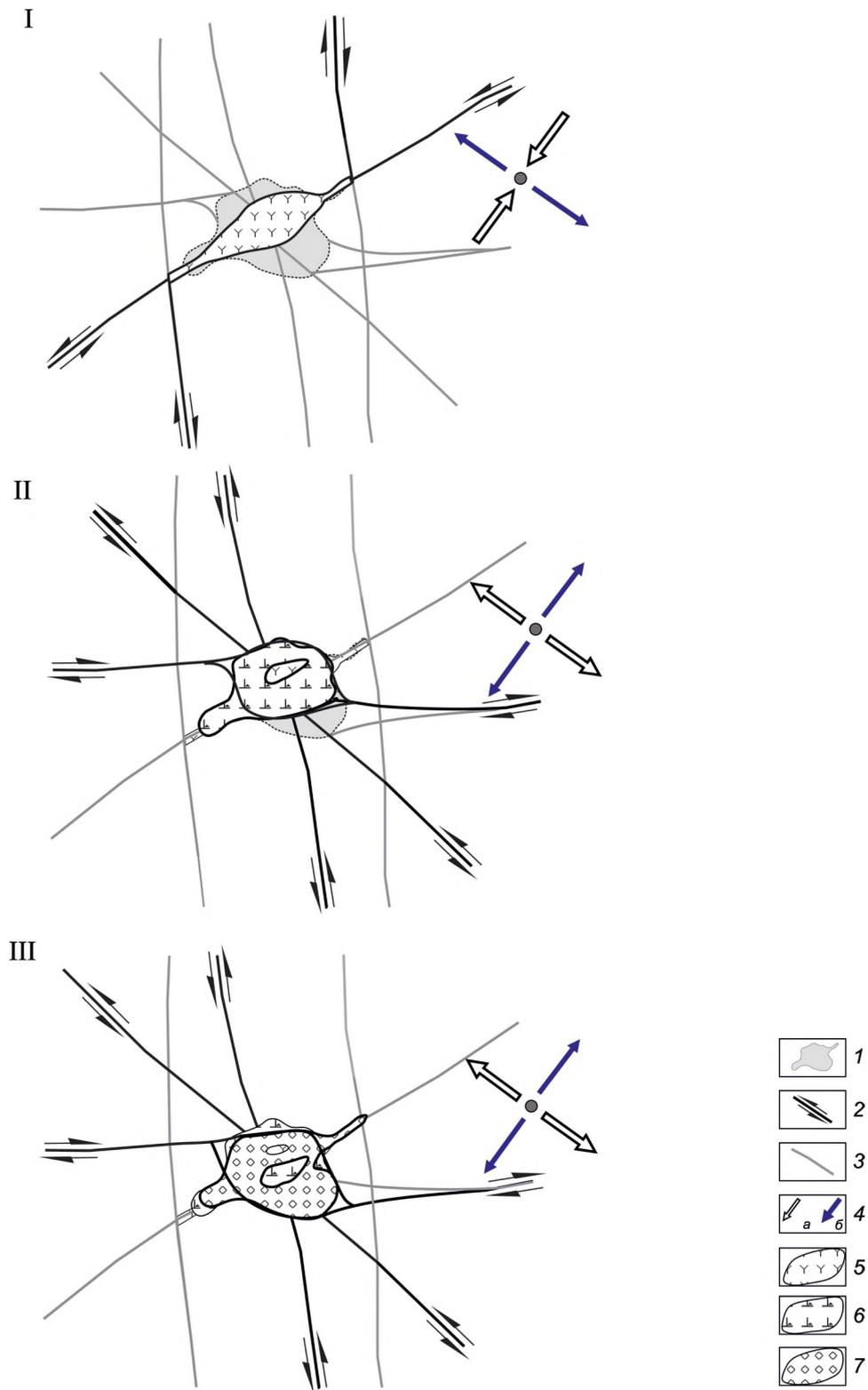
высокохромистых (массовая доля оксида хрома до 14%) хромтитаномагнетитов при полном отсутствии Ti-алюмомагнезиохромитов, алюмомагнезиохромитов и хромпикотитов, типичных для кимберлитов коренных месторождений алмазов Алакит-Мархинского поля [5, 6]. Размер хромтитаномагнетитов колеблется от 3 до 12 мкм, средний размер кристаллов составляет 6 мкм. Шпинелиды не образуют зональных кристаллов, а встречаются в виде индивидуальных зерен или чаще в сростках с другими оксидно-рудными минералами (перовскитом, ильменитом, титаномагнетитом) в основной массе кимберлитов. Из других оксидно-рудных минералов чаще всего встречается перовскит, реже пикроильменит и титаномагнетит.

Основной причиной незначительного распространения порфиrowых кимберлитов на средних и нижних горизонтах трубки «Комсомольская» является его активная дезинтеграция и частичная ассимиляция более поздними фазами кимберлитовой и автолитовой брекчий, формирующих центральную часть трубки.

Второй этап структурно-вещественной эволюции кимберлитовой трубки «Комсомольская» связан с резким изменением поля тектонических напряжений, оси сжатия и растяжения которого уже имели северо-западную и северо-восточную ориентировки соответственно (см. рис. 1, II). В этих условиях знаки смещения по сегментам нарушений восток-северо-восточного и субширотного разломов в пределах рудного узла месторождения поменялись на противоположные (первый функционировал как правый, а второй как левый сдвиги).

Таким образом, тектоническим фактором, определяющим положение участка максимального раздвижения в разломном узле, явилось взаимодействие нарушений субширотного направления и сегментов дизъюнктивов северо-западного и субмеридионального простираний. Активизация разломного узла в указанном поле напряжений, приводила к тому, что за счет взаимодействия нарушений субширотного разлома (по которым происходили правосдвиговые смещения) и сегментов нарушений северо-западного и субмеридионального простираний, формировался участок локального растяжения (раскрытия) трубочной полости (см. рис. 1, II). На морфологические особенности и размер будущего основного рудного тела существенное влияние оказывали магматические процессы, воздействие которых многократно усиливало деформационные эффекты от тектонических сил. Под действием гидравлического напора кимберлитового расплава происходило раздвижение отдельных блоков вмещающей рамы, а также активное брекчирование первой фазы порфиrowых кимберлитов с последующей их диспергацией и ассимиляцией.

На втором этапе формирования трубки «Комсомольская» внедрялась отдельная фаза, представленная кимберлитовыми брекчиями с повышенным (15–30%)



**Рис. 1. Этапы вещественно-структурной эволюции кимберлитовой трубки «Комсомольская»:**

*1* — современный контур трубки «Комсомольская», горизонт +550 м; разломы: *2* — активизированные и их динамика, *3* — пассивные; *4* — направления полей напряжений: *а* — растяжение, *б* — сжатие; контуры геолого-промышленных типов кимберлитов: *5* — порфириновых, *6* — кимберлитовых брекчий, *7* — автолитовых брекчий; I, II и III — этапы структурно-вещественной эволюции рудного тела

количеством ксеногенного материала вмещающих пород и незначительным (менее 5%) содержанием обломков порфировых кимберлитов и автолитовых обособлений. Включения коровых и мантийных пород редки. Псевдоморфозы по оливину первой генерации (около 10–15%) угловато-неправильной формы выполнены серпентин-кальцитовым агрегатом с примесью магнетита или пирита, миллерита. Содержание частично или полностью хлоритизированного флогопита размером до 5 мм в кимберлитовой брекчии не превышает 3%. Большинство псевдоморфоз по оливину второй генерации (35–40%) в основной массе породы образует сплошную массу, в которой различимы только теневые реликты зерен, оконтуренные оторочками магнетита.

Содержание микрокристаллических шпинелидов в матрице кимберлитовой брекчии незначительное. Размер шпинелидов колеблется от 6 до 25 мкм, средний размер кристаллов составляет 10 мкм. Состав шпинелидов соответствует составу хромпикотитов, близких к Ti-алюмомагнезиохромитам (массовые содержания в % составляют:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  42–43;  $\text{TiO}_2$  6–7;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  4–5; MgO 11–12). Хромпикотиты отмечаются в виде гомогенных индивидуальных зерен, а также встречаются в сростках с ильменитом, перовскитом и рутилом. Кроме шпинелидов, наибольшее распространение в брекчии имеют пикроильменит и титаномагнетит с примесью оксида хрома 4–6%. Титаномагнетит чаще входит в состав полиминеральных келифитовых фаз вокруг пикроильменитов в ассоциации с рутилом, магнетитом, сульфидами и серпентин-карбонатными минералами.

Третий этап формирования трубки «Комсомольская» сопровождался дальнейшим интенсивным растяжением трубочной полости по нарушениям субширотного направления и сегментов дизъюнктивов северо-западного и субмеридионального простираний (см. рис. 1, III). В процессе повышенной активизации разломного узла произошло становление преобладающей по объему третьей кимберлитовой фазы, представленной автолитовыми брекчиями. Характерная особенность автолитовых брекчий — высокое содержание обломков порфировых кимберлитов и кимберлитовых брекчий (15–25%), а также автолитовых обособлений с зонально-концентрическим строением (10–30%). Количество ксеногенного материала изменяется в пределах 10–25%, среди которого часто встречаются включения кристаллического фундамента и мантийных пород: гранатовых, шпинелевых, ильменитовых серпентинитов и эклогитов. Серпентин-кальцит-магнетитовые, кальцитовые псевдоморфозы по оливину первой генерации распределены равномерно, их содержание не превышает 20–25%. Значительная часть псевдоморфоз по оливину второй генерации (15–20%) нечетко выражена и диагностируются по кальцитовым ядрам и магнетитовым каймам. Связующая масса автолитовых брекчий

представлена преимущественно тонкозернистым кальцитом с примесью анизотропного мелкочешуйчатого серпентина и рудной пыли.

Для автолитовых брекчий характерно низкое содержание шпинелидов. Их размер незначительный и изменяется от 3 до 30 мкм, в среднем 6–8 мкм. Шпинелиды иногда образуют зональные кристаллы, в них четко выделяется ядро, промежуточные и краевые зоны. Ядра сложены хромпикотитами (массовые содержания в % составляют:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  34–40;  $\text{TiO}_2$  7–8;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  3–4; MgO 12–14), промежуточные зоны — хромальвошпинелью (массовые содержания в % составляют:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  20–25;  $\text{TiO}_2$  8–12;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  4–5; MgO 10–15), а краевые зоны — продуктами замещения промежуточных зон: магнетитаномагнетитами, а также магнетитами и магнетитами. Кроме редких зерен шпинелидов в автолитовых брекчиях повсеместно отмечаются зерна пикроильменита с мощными келифитовыми полиминеральными каймами. В состав келифитовых кайм входят титаномагнетит с концентрацией оксида хрома до 4–6%, рутил с примесями оксида железа, реже сульфиды, а также разнообразные карбонатные и силикатные минералы. Характерно, что перовскит среди реакционных продуктов замещения пикроильменитов, а также в виде отдельных зерен встречается крайне редко.

На данном этапе было практически полностью дезинтегрировано дайкообразное тело порфировых кимберлитов на юго-западном фланге трубки «Комсомольская» с образованием крупного апофиза, сложенного автолитовыми брекчиями. Кимберлитовые брекчии второй фазы также подверглись интенсивной дезинтеграции и ассимиляции автолитовыми брекчиями, особенно в пределах южной части трубки, где бывшее присутствие кимберлитовых брекчий диагностируется исключительно по высокому содержанию и размеру их отдельных блоков в автолитовых брекчиях. В течение третьего этапа был окончательно сформирован современный контур месторождения (см. рис. 1, III).

Трубка «Комсомольская» характеризуется определенным комплексом типоморфных особенностей алмазов, позволяющих уверенно отличать их от кристаллов других разведанных эксплуатируемых месторождений Алакит-Мархинского поля [9]. Во-первых, в трубке «Комсомольская» по сравнению с трубками «Юбилейная», «Айхал» и др. отмечается повышенная доля (около 15%) алмазов эклогитового парагенезиса [12]. Во-вторых, для месторождения характерно высокое качество алмазного сырья, повышенная крупность кристаллов и очень низкое содержание типичных округлых алмазов [9].

В связи с необычными особенностями минералогии алмазов трубки «Комсомольская» рассмотрены вопросы алмазоносности выделенных геолого-промышленных типов кимберлитов. Ранее на примере трубки «Юбилейная» было установлено, что от

ранних фаз внедрения кимберлитов к более поздним отмечается устойчивое увеличение содержания и параллельно крупности алмазов [10]. При этом зафиксирована четкая взаимосвязь между минералогическими характеристиками кимберлитов различных фаз внедрения и вариациями параметров их промышленной алмазности [6]. В кимберлитовой трубке «Комсомольская» промышленно алмазными являются кимберлитовые и автолитовые брекчии [8]. Порфиновые кимберлиты имеют непромышленные содержания алмаза (менее 0,2 кар/т).

Для анализа возможной взаимосвязи между продуктивностью и вещественными особенностями выделенных типов кимберлитов были использованы эксплуатационные и фабричные данные (в условных единицах) по алмазности кимберлитовых руд с разных горизонтов месторождения. Исследование структурной, фазовой, химической неоднородности барофильных минералов и минералов основной массы в геолого-промышленных типах кимберлитов месторождения проводилось на микроанализаторах JXA-733, JXA-8800R фирмы Jeol (ИГХ СО РАН, г.Иркутск, оператор Л.Ф.Суворова).

По данным микрозондового анализа пиропы из кимберлитовых и автолитовых брекчий характеризуются широкими вариациями составов (табл. 1). Практически все проанализированные гранаты относятся к ультраосновной ассоциации, с преобладающим лерцолитовым парагенезисом (рис. 2). На диаграмме

CaO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> наблюдается повышенное количество пиропов алмазного дунит-гарцбургитового парагенезиса, причем в самой высокохромистой области (массовая доля Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> достигает 12,79%). По среднему химическому составу, а также предельным содержаниям отдельных оксидов пиропы из автолитовых брекчий характеризуются низкими содержаниями TiO<sub>2</sub>, FeO и более высокими CaO (см. табл. 1). На диаграмме Н.В.Соболева практически все зерна из автолитовых брекчий ложатся в пределы лерцолитового поля (см. рис. 2). При этом количество пиропов алмазного дунит-гарцбургитового парагенезиса более чем в 2 раза ниже, чем в кимберлитовых брекчиях. Согласно минералогическому критерию Н.В.Соболева [11], кимберлитовые брекчии трубки «Комсомольская» являются более высокоалмазными, чем автолитовые брекчии.

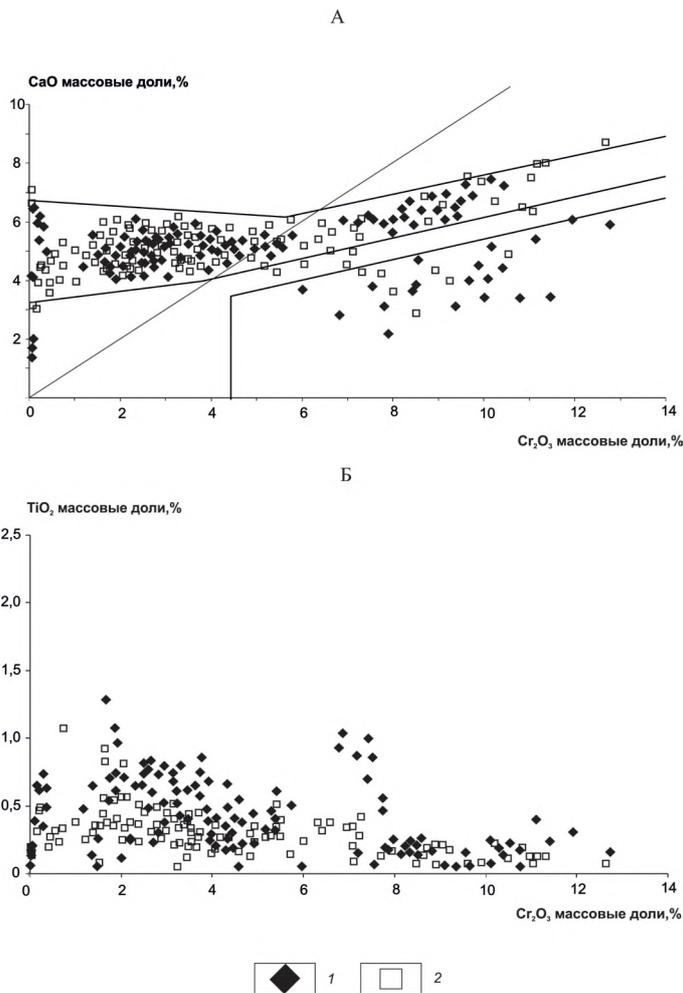
Анализ эксплоразведочных и фабричных данных по алмазности кимберлитов с разных горизонтов месторождения полностью подтвердил работоспособность критерия Н.В.Соболева для двух основных магматических фаз — кимберлитовых брекчий и автолитовых брекчий (табл. 2). Из таблицы видно, что кимберлитовая брекчия более продуктивна практически по всем ситовым классам. Примечательно, что в классе +4 алмазы из кимберлитовой брекчии имеют средний вес более чем в полтора раза превышающий таковой у кристаллов из автолитовой брекчии при меньшем среднем весе алмазов в классе -4+2. Подобная геологическая ситуация, когда заключительная кимбер-

## 1. Вариации химического состава пиропов из геолого-промышленных фаз кимберлитов трубки «Комсомольская» (в массовых долях, %)

Оксиды	Пиропы из кимберлитовой брекчии			Пиропы из автолитовой брекчии		
	Минимальное	Максимальное	Среднее	Минимальное	Максимальное	Среднее
TiO <sub>2</sub>	0,04	1,27	<b>0,34</b>	0,04	1,06	<b>0,29</b>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,19	22,75	<b>18,72</b>	12,57	21,86	<b>19,13</b>
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	12,79	<b>4,84</b>	0,05	12,70	<b>4,40</b>
FeO	6,54	27,28	<b>10,20</b>	6,82	27,92	<b>9,86</b>
MnO	0,22	0,77	<b>0,40</b>	0,26	0,78	<b>0,40</b>
MgO	5,87	22,31	<b>19,04</b>	5,55	22,23	<b>19,10</b>
CaO	1,26	7,37	<b>4,96</b>	3,06	8,65	<b>5,32</b>

## 2. Промышленные характеристики алмазности и содержание пиропов дунит-гарцбургитового алмазного парагенезиса в кимберлитовых породах различных фаз внедрения трубки «Комсомольская»

Геолого-промышленные типы кимберлитовых пород	Средние веса кристаллов по классам по данным эксплоразведки, мг			Среднее содержание алмазов по классам по данным фабричной обработки, усл.ед.				Среднее общее содержание алмазов, усл.ед.	Количество пиропов ультраосновного алмазного парагенезиса, %
	-8+4	-4+2	-2+1	+6,7	-6,7+4,7	-4,7+1,7	-1,7+0,5		
Кимберлитовые брекчии	353,1	36,58	5,84	23	56	268	25	417	16,3
Автолитовые брекчии	221,7	47,6	5,87	19	44	221	19	346	7,3



**Рис. 2.** Диаграммы соотношений массовых содержаний (в %)  $\text{CaO-Cr}_2\text{O}_3$  (а) и  $\text{TiO}_2\text{-Cr}_2\text{O}_3$  (б) в пироповых гранатах из геолого-промышленных типов кимберлитов трубки «Комсомольская»:

пиропы: 1 — из кимберлитовой брекчии ( $n=110$ ), 2 — из автолитовой брекчии ( $n=95$ )

литовая фаза в сложнопостроенной трубке относится к менее алмазонасной, чем предыдущая, является нетипичной. Для многих многофазных промышленных кимберлитовых тел Якутии характерно возрастание алмазонасности от первых к последним фазам кимберлитового расплава [4, 6, 10].

Другим эффективным критерием алмазонасности кимберлитов является типоморфизм оксидно-рудных минералов: шпинелидов, ильменита, перовскита [1, 6 и др.]. По их химическому составу, структурам распада, келифитовым реакционным каймам, количественному соотношению, гранулометрии, величине тренда кристаллизации шпинелидов можно судить о сохранности, качестве алмазного сырья, а также алмазонасности кимберлитовых тел. Следует отметить, что содержание микрокристаллических шпинелидов в основной массе трубки «Комсомольская» значительно ниже, чем в аналогичных типах кимберлитов других месторождений Якутской алмазонасной провинции, напри-

мер, в трубке «Юбилейная» [5, 6].

Для кимберлитовых и автолитовых алмазонасных брекчий трубки «Комсомольская» характерно присутствие хромпикотитов и редких зерен Тi-алюмомагнезиохромитов, в отличие от порфировых низкоалмазонасных кимберлитов. Более того, в них практически не встречены самостоятельные кристаллические выделения перовскитов, последние отмечаются только эпизодически в продуктах замещения пикроильменитов. В отличие от брекчий в порфировых кимберлитах перовскит и пикроильменит наблюдаются повсеместно. В основной массе кимберлитовых и автолитовых брекчий отмечаются титаномагнетиты, хотя они более характерны для порфировых кимберлитов. Присутствие титаномагнетитов, пикроильменитов, перовскитов в брекчиях и порфировых кимберлитах может свидетельствовать об интенсивном растворении (окислении) алмазов в исходном кимберлитовом расплаве и соответственно снижению исходной алма-

зональности пород [1]. Тем не менее, в трубке «Комсомольская» устанавливается практически самое высокое процентное содержание алмазов класса +6 (от 5 до 10% от общего содержания) среди коренных месторождений алмазов Якутской алмазоносной провинции [9]. Кроме того, в эксплуатационно-разведочных керновых пробах кимберлитовых брекчий часто встречаются более десятка кристаллов весом от 0,8 до 3 карат.

По соотношению хрома и титана шпинелиды из основной массы автолитовых брекчий не образуют типичные тренды кристаллизации, обусловленные наличием в породе непрерывного по составам ряда разновидностей шпинелидов: от Ti-алюмомагнезиохромитов до магнетитоманганитов, характерные для богатых и среднеалмазоносных кимберлитов [1, 6, 8]. Шпинелиды автолитовых брекчий трубки «Комсомольская» характеризуются очень коротким трендом, который начинается с хромпикотитов с массовой долей оксида хрома 35–34%. Хотя по данным работы [1] такой тренд является показателем убогоалмазоносных кимберлитовых трубок и характерен для низко- и неалмазоносных тел Якутской алмазоносной провинции.

В данном случае короткий тренд кристаллизации шпинелидов в автолитовых брекчиях не связан с интенсивностью вторичных процессов, искажающих первичный минералогический состав основной массы кимберлитов [5], а является исходной минералогическо-геохимической характеристикой этой разновидности трубки «Комсомольская».

Рассмотренная структурно-вещественная эволюция формирования кимберлитовой трубки «Комсомольская» в целом позволила увязать наблюдаемые особенности расположения и кинематики разрывных нарушений с закономерностями геологического строения месторождения в рамках функционирования единой тектонодинамической системы. Размещение кимберлитовой трубки определялось активизацией разрывной сети участка локализации рудного тела под действием регионального поля тектонических напряжений. Собственно становление кимберлитовой трубки происходило в условиях динамического взаимодействия тектонических сил и сил, возникающих при воздействии на осадочные толщи от прорывающего их кимберлитового расплава-флюида. Первые из них обуславливают возникновение «ослабленных» структурных элементов, которые обеспечивают продвижение кимберлитового расплава-флюида в верхние части осадочного чехла и предопределяют положение трубки. Вторые, способствуют заметному усилению деформаций (дробление пород и вынос продуктов дробления), быстрому подъему кимберлитового расплава-флюида и выполнению «подготовленных» тектоникой и «прочисленных» в ходе эксплозивных процессов открытых полостей.

Принимая во внимание вышеуказанные данные, а также последовательность формирования разно-

образных по вещественному составу кимберлитов в других многофазных кимберлитовых трубках Алакит-Мархинского [8, 10 и др.] и соседнего Далдынского поля [4, 7], можно уверенно предполагать проявление двух основных региональных этапов кимберлитового магматизма, между которыми временной разрыв составлял около 10–20 млн. лет [7]. С ранним этапом связано формирование жильных, дайковых и штоковых тел порфировых кимберлитов, содержащих переменное количество флогопита. Проявление основного объема кимберлитового материала преимущественно в виде кимберлитовых или автолитовых брекчий происходило во второй этап кимберлитового магматизма. Смена поля тектонических напряжений между первым и последующими этапами внедрения кимберлитового магматизма происходит в результате избирательной активизации отдельных сегментов разрывных нарушений, связанных с крупными зонами разломов кимберлитовых полей. Дальнейшее исследование причин изменений полей тектонических напряжений на различных этапах проявления кимберлитового магматизма в перспективе поможет разбраковывать и выделять кимберлитовмещающие разломные узлы.

Комплексный анализ вещественной и структурной составляющих в строении месторождения алмазов трубки «Комсомольская» имеет практическую значимость. Полученные результаты позволяют предложить в пределах Алакит-Мархинского кимберлитового поля структурный образ аналогичного объекта поисковых работ, то есть участка, в пределах которого возможна локализация кимберлитового тела типа трубки «Комсомольская». Это, прежде всего, узел пересечения региональных разломов субмеридионального, восток-северо-восточного, широтного и северо-западного направлений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаранин В.К., Бовкун А.В., Гаранин К.В. и др. Микрокристаллические оксиды из кимберлитов России. — М.: ГЕОС, 2009.
2. Гладков А.С., Борняков С.А., Манаков А.В. и др. Тектонофизические исследования при алмазопроисхождении. Методическое пособие. — М.: Научный мир, 2008.
3. Егоров К.Н., Сафронов А.Ф. Состав гранатов из ксенолитов и кимберлитового цемента трубки Комсомольская // Минеральные парагенезисы ультраосновных и основных пород. — Якутск: Изд-во ЯФ СО АН, 1986. С. 19–24.
4. Егоров К.Н., Мазилев В.Н., Безбородов С.М. Находка ксенолитов вулканогенно-осадочных пород в кимберлитовой трубке «Удачная» // Доклады РАН. 1993. Т. 328. № 3. С. 376–378.
5. Егоров К.Н., Семенова В.Г., Насурдинов Т.Г. Эволюция химического состава шпинелидов из основной массы кимберлитов трубки «Юбилейная» (Якутия) // Доклады РАН. 1997. Т. 357. № 3. С. 1450–1454.
6. Егоров К.Н., Кошкарев Д.А., Карпенко М.А. Минералогическо-геохимические критерии алмазоносности кимберлитов многофазной трубки Юбилейная (Якутия) // Доклады

- РАН. 2008. Т. 414. № 6. С. 798–804.
7. *Егоров К.Н., Мельников А.И.* Структурно-вещественная эволюция системы кимберлитовых тел трубки «Удачная» // Руды и металлы. № 1. 2013. С. 53–59.
  8. *Егоров К.Н., Кошкарев Д.А.* Геолого-технологическая типизация кимберлитов трубок «Юбилейная» и «Комсомольская» с целью повышения эффективности опережающей разбраковки руд по уровню алмазности и ситовым характеристикам // Мат-лы всерос. форума с международным участием, посвященного 150-летию академика В.А.Обручева, 130-летию академика М.А.Усова и 120-летию профессора Н.Н.Урванцева. — Томск: Изд-во Томского политехнического ун-та, 2013. С. 381–385.
  9. *Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Основные типоморфные особенности алмазов из трубки Комсомольская // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. С. 212–215.
  10. *Кошкарев Д.А., Егоров К.Н., Карпенко М.А.* и др. Основные параметры алмазности геолого-технологических типов кимберлитовых руд крупнейшего месторождения алмазов Якутии (трубка Юбилейная) // Руды и металлы. 2010. № 4. С. 27–35.
  11. *Соболев Н.В.* О минералогических критериях алмазности // Геология и геофизика. 1971. № 3. С. 70–80.
  12. *Соболев Н.В., Тейлор Л.А., Коптиль В.И.* и др. Минеральные включения в алмазах из кимберлитовых трубок Комсомольская, Краснопресненская // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. С. 136–139.
  13. *Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М.* История алмаза. — М.: Недра, 1997.
  14. *Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Коренные месторождения алмазов Мира. — М.: Недра, 1998.

## К оценке возраста удоканской серии (западная часть Алданского щита)

В.С.САЛИХОВ (Забайкальский Государственный Университет; 672039, г. Чита, ул. Александро-Заводская, д. 30)

Оценивается возраст удоканской серии (комплекса) — кеменской ее подсерии как венд-рифейский на основании историко-геологических, палеонтологических и структурно-тектонических данных (включая эксгумацию гранитоидных массивов), тем самым решается противоречие между определениями возраста по палеонтологическим и изотопным данным.

*Ключевые слова:* структурно-тектоническое положение, изотопные характеристики пород, эксгумация гранитоидных массивов, фаунистические остатки позднего докембрия.

Салихов Владимир Салихович, Salihovvs41@inbox.ru

## The age evaluation of Udokan series (West part of Aldan plate)

V.S.SALIKHOV

On the basis of historical, geological, paleontological and structural and tectonic data (exgumation of granite blocks), the age evaluation of Udokan series (complex) is being conducted, of its kemenskoj subdivision as Vendian-Riphean one, thus determining contradictions between paleontological data and isotope age.

*Key words:* structure-tektonic position, rock isotopic parameters, exgumation of granite blocks, facistic fossils in late precambrian sediment rocks.

Удоканская серия (комплекс) мощностью 10–12 км, занимающая обширные пространства западной части Алданского щита, впервые выделена в 1964 г. Л.И.Салопом [13] и рассматривается как региональный представитель нижнего протерозоя для Восточной Сибири [15]. Раннепротерозойское датирование удоканской серии закреплено в Решениях четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья [7]. Интерес к удоканской серии связан и с тем, что в ее верхней части (сакуканская свита) размещены меденосные горизонты уникального Удоканского месторождения.

Возрастные рамки удоканской серии фиксируются по налеганию слагающих ее метаморфизованных пород на архейский фундамент с изотопными метками 2550–2700 млн. лет, прорыванию раннепротерозойскими гранитами кодарского комплекса (1950–1780 млн. лет), чинейскими базитами (1870 млн. лет, возраст кристаллизации расплава определен U-Pb методом по аксессуарному циркону из кварцевого габбро-диорита [9]), а также возрасту метаморфизма самой верхней в удоканской серии намингинской свиты, определенной эрохроной в 1930–(–101) млн. лет [7]. Верхняя граница серии подчеркивается перекрытием ее пород, в том числе на гранитоидах кодарского комплекса (угловое несогласие), фаунистически охарактеризованными отложениями венда–нижнего палеозоя (бараксанская свита).

Между тем, всем геохронологическим определениям

противопоставляется многочисленная биота, установленная во многих горизонтах удоканской серии и, прежде всего, в самой верхней кеменской подсерии. Фаунистические остатки (строматолиты, микрофилиты, микрофоссилии, различные следы жизнедеятельности, в том числе проблематичные) и палеонтологические определения биоты свидетельствуют о рифейском и вендском возрасте пород [2, 17].

Таким образом, существует противоречие в оценке возраста удоканской серии. Последняя разделена на три подсерии (снизу вверх): кодарская, чинейская и кеменская. В разделении и определении объемов подсерий тоже существуют разночтения, особенно по нижней, наиболее глубоко метаморфизованной части. Имеются вопросы и по верхней подсерии, в связи с пересмотром процессов метаморфизма и отведению главенствующей роли метасоматозу в преобразовании пород (А.М.Оверчук, В.И.Травкин и др., 1988).

По мнению автора, проблему возраста удоканской серии можно решить по историко-геологическим данным, оценив по-иному структурно-тектоническое положение подсерий удоканского комплекса, опираясь при этом на объемную подвижность гранитоидов, а также динамометаморфическую модель расслоенности основных пород, учитывая описание новых таксонов удоканской биоты и установленных палеоэкосистем [2, 3, 16, 17].

Историко-геологический и структурно-тектонический анализ удоканской серии и удоканского рифтогенного прогиба свидетельствуют о том, что форма-

ционные комплексы, слагающие удоканскую серию *не одновозрастны*, как считается, а сформировались в разное время и в различном геодинамическом режиме. Это касается кеменской, верхней подсерии, отличия которой наиболее отчетливы и выражаются в следующем:

между нижележащими отложениями удоканского комплекса (чине́йская посерия) и отложениями кеменской подсерии (рис. 1) многими исследователями [1, 18] отмечается резкое угловое несогласие и значительный перерыв, а в ряде мест тектонический, надвиговой или с олистолитами контакт в основании талаканской свиты;

смена нижележащих граувакковых с признаками вулканизма накоплений (чине́йская подсерия) аркозовыми (кеменская подсерия);

существенно различная степень метаморфизма подстилающих образований (амфиболитовый и выше в породах чине́йской и кодарской подсерий) и пород кеменской подсерии (начальный зеленосланцевый);

следы позднекембрийских оледенений (тиллиты) в кеменской подсерии, связываемые с космическими (катастрофическими) событиями [14];

резкое проявление сейсмичности (сейсмодислокации) в отложениях кеменской подсерии (сакуканская свита), что подчеркивается наличием многочисленных сейсмогенных песчаников [12];

смена геодинамической обстановки от задугового спрединга (рифтинга) при формировании накоплений чине́йской подсерии, преимущественно сжимающими, коллизионными процессами (активная континентальная окраина) при формировании кеменских накоплений. При этом направления сноса с северо- и северо-восточных (чине́йская подсерия) сменились на преобладающие западные (кеменская подсерия) [6]. Изменился и структурный план региона, происходил размыв пород существенно К-Na серии, в отличие от Na для подстилающей серии;

различный вещественный и микрокомпонентный состав руд в промышленных залежах кеменской (геолого-промышленный тип медистых песчаников) и чине́йской (колчаданные руды) подсерий;

в Угуйском грабене, расположенном северо-восточнее, кебектинская свита, сопоставляемая с сакуканской кеменской подсерией, залегает непосредственно на породах архея.

Раннепротерозойский возраст пород кеменской подсерии связывается с тем, что интрузивные образования (гранитоиды кодарского и габброиды чине́йского комплексов) якобы *«прорывают»* метаморфизованные накопления кеменской подсерии с образованием «роговиков» и «скарнированных» пород. То, что это кажущееся явление объясняется следующим: изотопные датировки фиксируют время раскристаллизации магматического очага, которое имеет место на больших глубинах, по геофизическим

данным, не менее 30 км (рис. 2), что объясняется функционированием здесь очагов кварц-диоритовой магмы. При ее перемещении в зоны разгрузки тепла посредством фильтр-прессинга легкоплавкая гранитная магма, по А.С.Балуеву и др., отжимается и отделяется от реститовой анортозитовой «каши» [18]. Таким образом, и Чине́йский габброидный, и Кеменский гранитоидный массивы — представители единой габбро-анортозит-рапакивигранитной формации (о чем свидетельствует и дайковый комплекс от габбро-диабазов до лампрофиров), кристаллизующейся длительное время (десятки и более миллионов лет) в недрах Земли.

Последующее внедрение в «холодном» состоянии (эксгумация массивов) происходит уже *после формирования* пород кеменской подсерии. Это связано с объемной подвижностью, текучестью (вязкостью) магматических пород (реидной подвижностью), диапиризмом (горизонтальные и вертикальные протрузии). Развитие последнего в зоне надвигов в эпохи тектонической активизации описано в последнее время во многих регионах [3, 11, 18].

Таким образом, в формировании и становлении магматических массивов следует различать, по крайней мере, две даты, существенно отличные по времени: первая связана со становлением массива (кристаллизация на глубине в первые десятки километров) как геологического тела, вторая — выход гравитационный или тектонический (эксгумация) этого массива на поверхность или вблизи таковой. Возможно выделение и третьей даты в геологической истории массивов — становление их как части рельефа уже в неоген-четвертичное время. Имеются и другие трансформации в их эволюционном развитии, связанные с выходом на поверхность и повторным погружением, как это произошло с кодарскими гранитоидами в мезозойскую активизацию, когда на гранитном основании образовались юрско-меловые угленосные впадины (Апсатская и Верхне-Каларская). Экспонирование пород фундамента на дневную поверхность (гравитационное или тектоническое) сопровождается различными структурно-вещественными преобразованиями, по которым оценивают характер и скорость эксгумации с привлечением изотопных данных (изотопных систем) и численного моделирования. Так, на основе данных по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  системе светлой слюды, по трекам распада и системе (U-Th)/He в цирконах и апатитах определены скорости эксгумации в Центральных Гималаях в миоцен-плейстоцене, составляющие 1–3 и >5 мм/год [20].

О протрузивном механизме внедрения свидетельствуют и плитообразная форма гранитоидов Кеменского массива, и динамометаморфическая модель формирования расслоенного Чине́йского массива основных пород (массив рассматривается как мантийный отторженец, перемещаемый в верхние

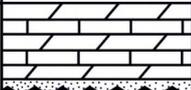
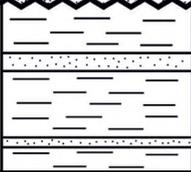
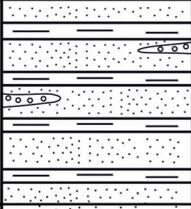
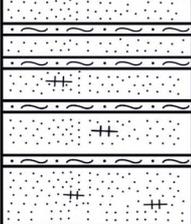
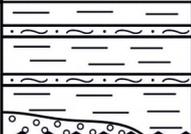
Подсерия	Свиты	Индекс	Колонка	Мощность, м	Характеристика пород
Кеменская	Баракасанская	$V_{br}$		360-380	Доломиты, известняки битуминозные, прослои песчаников
	Намингинская	$R_3-V_{1nm}$		900-1100	Метаалевролиты, тонкозернистые метапесчаники, прослои метааргиллитов
	Сакуканская (верхняя подсвита)	$R_3-V_{1sk}$		600-1500	Полевошпатово-кварцевые метапесчаники, прослои метаалевролитов и известковистых песчаников, меденосные горизонты
	Сакуканская (нижняя подсвита)	$R_3-V_{2sk}$		800-1700	Полевошпат-кварцевые мартитовые метапесчаники, прослои метаалевролитов, редкие пуддинги
	Талаканская	$R_3-V_{4l}$		1000-1200	Метаалевролиты, метааргиллиты, линзы гравелистых метапесчаников
Чижейская	Бутунская	$PR_2-bt$		800-1200	Известковистые метапесчаники, прослои известняков, доломитов, альбититы

Рис. 1. Схема стратиграфии кеменской подсерии удоканской серии (комплекса)

части земной коры по глубинному надвику) [18], вопреки существующим традиционным магматическим представлениям.

Механическое и тектоническое внедрение интрузивных пород привели к образованию брахисинклинальной намингинской структуры, вмещающей Удоканское медное месторождение и запрокидыванию южного борта складки (рис. 3). Это также подтверждает внедрение интрузивных пород в достаточно твердом состоянии (эксгумация массива).

«Холодное» внедрение представляется не «буквально», но температуры массивов были существенно ниже температур раскристаллизации расплавов и образования пород, а их механическое внедрение сопровождалось повышением температур (фрикционный

механизм), что приводило к образованию роговиков, скарнированию пород, которые ошибочно воспринимаются как результат интрузивного воздействия, а не результат фрикционного механизма. Последний может приводить к образованию даже расплавов и дайковой серии пород [18].

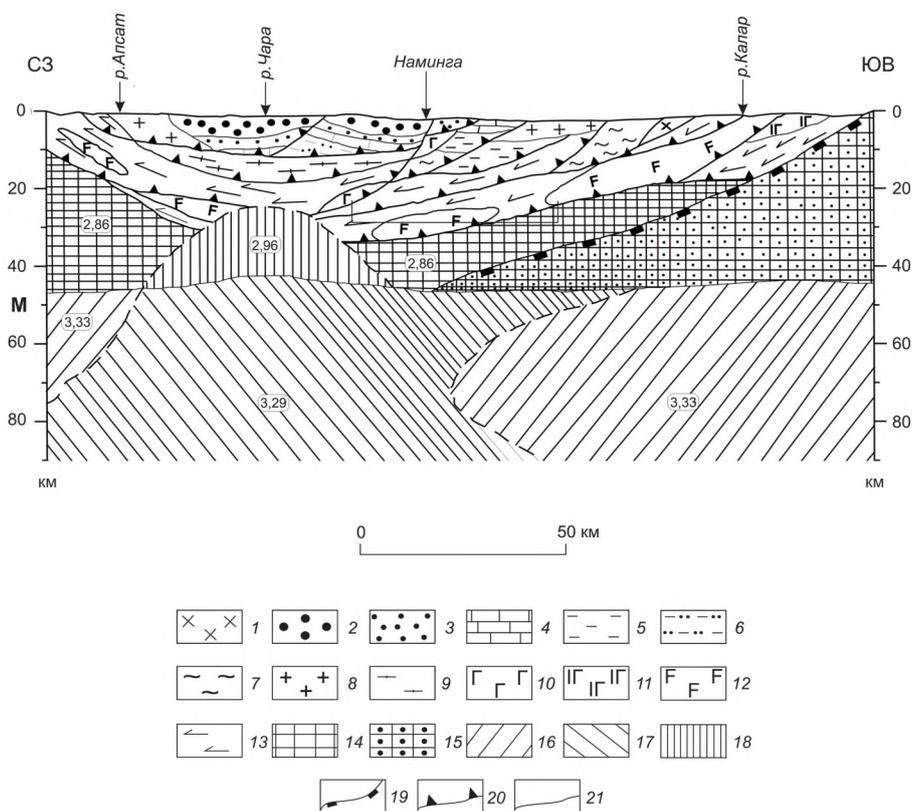
Таким образом, породы габбро-анортозит-рапакивигранитного комплекса «внедрялись» в накопления кеменской подсерии с видимым, ложным интрузивным воздействием. По изотопным отметкам зафиксированы образования этого комплекса и пород как геологических тел на глубине 10–15 км и ниже, внедрение же их произошло значительно позднее. Подобный механизм внедрения подтверждается компьютерным моделированием диапиризма гранит-

ной магмы в земной коре (глубина 38 км), всплыванием диапира до уровня 15–16 км при снижении температуры и кристаллизации массива [8]. Более того, в рамках численного моделирования процессов петрогенезиса и геодинамики Л.Л.Перчуком (МГУ) впервые создана модель формирования гранитных интрузий как продуктов эксгумации гранулитовых комплексов. Показан чисто механический характер внедрения гранитной магмы путем гравитационного перераспределения, то есть без активного воздействия гранитной магмы на вмещающие породы [5].

Существенное расхождение между временем кристаллизации массива и выходом его на поверхность объясняется также температурой закрытия U-Pb системы (940°C) [8], фиксирующей время образования минералов, и существенным расхождением дли-

тельности современных и докембрийских суток и года [10]. При изотопных датировках (к ним у исследователей тоже есть претензии) оперируют длительностью современного года, которая в докембрии была иной. В этом также кроется расхождение с палеонтологическими данными, которые по работам [2, 16, 17] показывают следующее.

Удоканская биота в пределах рассматриваемой кеменской подсерии состоит из двух комплексов — дотиллитового (биота талаканской свиты) и пост-тиллитового (биота намингинской свиты). Наиболее представительный комплекс органических остатков талаканской свиты — следы жизнедеятельности и силуэты мягких тел, близкие к петалонамам, детально описанные в работе [17]. Здесь же обнаружены плоские отпечатки, близкие к эдиакарским дикинсониям (та-



**Рис. 2.** Схема глубинного строения Кодаро-Джугджурской зоны, по работе [18] с упрощением:

1 — палеозойские гранитоиды (ингамакитский комплекс); 2 — песчанниковая формация (сакуканская свита); 3 — алевролитопесчанниковая формация (талаканская свита); 4 — доломито-алевролитовая формация (бутунская свита); 5 — песчанико-алевролитовая формация (александровская свита); 6 — алевролитопесчанниковая формация (читкандинская свита); 7 — песчанико-аргиллитово-сланцевая формация (нижняя часть удоканской серии); 8 — гранитоиды кодарского комплекса; 9 — гранитоиды куандинского комплекса; 10 — габброиды чинейского комплекса; 11 — перидотит-габбровая формация (олекмо-коларский комплекс); 12 — анортозитовая субформация; 13 — архейские образования; 14 — нерасчлененные нижнедокембрийские «гранулит-базитовые» образования; 15 — гетерогенные образования Станового складчатого пояса; 16 — нормальная мантия; 17 — разогретый астенолит (аномальная мантия); 18 — участок земной коры повышенной плотности, за счет внедрения основных и ультраосновных пород; 19 — Становой сутурный шов; 20 — надвиги; 21 — крутопадающие тектонические нарушения; цифры на разрезе — значения плотности в г/см<sup>3</sup>; М — поверхность Мохо

лаканиеллы), планолитесы. Характерной особенностью биоты намингинской свиты являются овалы слепки медузоидов *Nimbia occlusa* Fedonkin, по доминированию которых (массовые находки остатков медуз) палеоэкосистемный комплекс намингинской свиты назван «нимбиевым» [17]. В работе [19] многоклеточные животные эдиакарского облика (медузоиды) рассматриваются как сложно организованные колонии одноклеточных организмов (бактерий, протистов, грибов), при этом отмечается широкое развитие в намингинской свите микробных матов и необычное разнообразие дисковидных отпечатков.

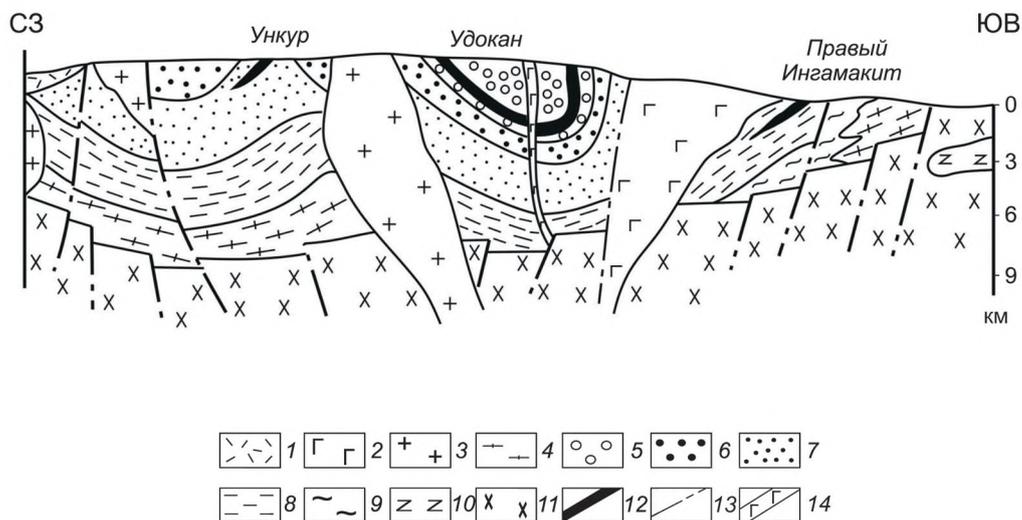
Органические остатки встречаются и в подстилающей чинейской подсерии. В частности, в отложениях бутунской свиты палеоэкосистема отнесена к разряду сложной комплексной, а по доминантам комплекса названа «конофитоно-удоканиевой» [17] и является, очевидно, более древней.

Таким образом, кеменская подсерия мощностью 5–6 км удоканской серии (комплекса) сформирована в рифей-вендский ( $R_3-V_1$ ) цикл осадочной седиментации с мощным меденаношением и отделена от подстилающих и перекрывающих пород угловыми несогласиями (см. рис. 1), что может отвечать одной из орогенных фаз «Канонов Штилле». Цикл отвечает раннебайкальской эпохе тектогенеза, когда осадконакопление шло в длительно и прерывисто

развивающемся эпикратонном рифтогенном прогибе по периферии Сибирского кратона. Активность прогиба прослеживается на интервале >2,0 млрд. лет. Так, в неоген-четвертичное время в его пределах сформированы Удоканское лавовое плато и Байкальская рифтовая зона.

Существующее противоречие в определении возраста кеменской подсерии разрешается по геологическим и палеонтологическим данным, а также с учетом объемной подвижности и характера эксгумации магматических пород. К этому следует добавить и фациальную обстановку формирования (дельтовую) продуктивных накоплений сакуканской свиты, не характерную для раннего протерозоя. Хорошо выраженные речные системы с мощным накоплением дельтовых осадков типичны с раннего палеозоя. К тому же, широкое развитие медного оруденения в кеменской подсерии отвечает региональной позднекембрийской эпохе меденаношения, отмечаемой во многих регионах мира (медистые песчаники Южной Африки, Австралии и др.).

Длительное пребывание гранитоидов кодарского комплекса как геологических тел на глубине подчеркивается и тем, что разновозрастные с гранитоидами вулканы в регионе не зафиксированы даже на больших глубинах. Вулканическая же деятельность обычно сопровождает интрузивную (вулканы над интрузией) и корни ее располагаются на глубинах 10–15 км.



**Рис. 3.** Схематический разрез Удоканского рифтогенного прогиба, по материалам Р.Н.Володина и др., 1994, с изменением:

1 — четвертичные отложения Чарской впадины; 2 — габбро-нориты Чинейского массива; 3 — рапакиви-гранитный кодарский комплекс; 4 — гнейсо-граниты куандинского комплекса; отложения удоканского комплекса; 5 — намингинская свита и верхнесакуканская подсвита, 6 — средняя сакуканская подсвита, 7 — нижняя сакуканская подсвита (талаканская свита), 8 — чинейская серия, 9 — кодарская серия (нерасчлененная); 10 — анортозиты каларского комплекса; 11 — архейский кристаллический фундамент; 12 — меденосный горизонт; 13 — тектонические нарушения; 14 — дайка габбро-диабазов

В неоген-четвертичное время достаточно интенсивная эрозия привела к разрушению продуктивного горизонта Удоканского месторождения (см. рис. 3). По скромным оценкам эрозионному срезу подверглось не менее 20% запасов меди.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бурмистров В.Н.* Строение и состав кеменской серии удоканского комплекса Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1990. № 3. С. 26–34.
2. *Вильмова Е.С.* Докембрий и нижний палеозой Кодаро-Удоканского прогиба Северного Забайкалья (проблемы биостратиграфии) // Автореф. дис...канд. геол.-минер. наук. — Магадан, 1995.
3. *Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитоидных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3–31.
4. *Паталаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия) // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–21.
5. *Перчук Л.Л., Ван Риней Д.Д.* К проблеме механизма гравитационного перераспределения // Докл. РАН. 2008. Т. 423. № 5. С. 659–662.
6. *Подковыров В.Н., Котов А.Б.* и др. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Докл. РАН. 2006. Т. 408. № 2. С. 223–227.
7. *Покровский Б.Г., Григорьев В.С.* Новые данные о возрасте и геохимии изотопов Удоканской серии, нижний протерозой Восточной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 3. С. 273–283.
8. *Полянский О.П., Коробейников С.Н.* и др. Компьютерное моделирование диапиризма гранитной магмы в земной коре // Докл. РАН. 2009. Т. 429. № 1. С. 101–105.
9. *Попов Н.В., Котов А.Б.* и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 4. С. 517–521.
10. *Салихов В.С.* К проблеме геологического времени // Геологический журнал. 1989. № 1. С. 65–69.
11. *Салихов В.С.* Объемная подвижность гранитоидов и их эксгумация (на примере массива «Сосновый Бор», Центральное Забайкалье) // Вестник ЧитГУ. 2009. № 6 (57). С. 64–73.
12. *Салихов В.С.* Удокан — как следствие природной геологической катастрофы // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 5. С. 657–659.
13. *Салон Л.И.* Геология Байкальской горной области. Т. 1. — М.: Недра, 1964.
14. *Салон Л.И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. — Л.: Недра, 1982.
15. *Семихатов М.А., Шуркин К.А.* и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
16. *Синица С.М.* Проблема удоканской биоты Кодаро-Удоканского района Забайкалья // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. — Новосибирск: Наука. 1996. С. 177–181.
17. *Синица С.М., Вильмова Е.С., Туранова Т.К.* Протерозойские экосистемы удоканского комплекса // Удокан: геология, рудогенез, условия образования. — Новосибирск: Наука, 2003. С. 26–42.
18. *Татаринов А.В., Яловик Л.И., Четкин В.С.* Динамометаморфическая модель формирования расслоенных массивов основных пород (на примере Чинейского в Северном Забайкалье). — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998.
19. *Терлеев А.А., Постников А.А.* и др. Раннепротерозойская биота из удоканской серии западной части Алданского щита // Эволюция биосферы и биоразнообразия, к 70-летию А.Ю.Розанова. — М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. С. 271–281.
20. *Frits Harald, et al.* / Rend. Soc. Geol. Ital. 2007. 5. № 1. Pp. 92.

### Тектонические структуры Мирового океана и континентов и их ограничения

И.А.ГАРАГАШ (Институт физики Земли РАН; 123995, г. Москва, ул. Б. Грузинская, 10), Р.Г.КОРНЕВА (Геологический институт РАН; 119017, г. Москва, Пыжевский пер., д. 7), В.П.ПАТРИКЕЕВ, С.В.УСЕНКО (Институт физики Земли РАН; 123995, г. Москва, ул. Б. Грузинская, 10), А.В.ХОРТОВ (ОАО «Союзморгео»; г. Геленджик, ул. Красногвардейская, д. 38), А.Е.ШЛЕЗИНГЕР (Геологический институт РАН; 119017, г. Москва, Пыжевский пер., д. 7)

Тектонические структуры Мирового океана и континентов рассмотрены по материалам сейсморазведки. Их ограничения имеют сложные формы. В зонах сопряжения, достигающих в поперечнике нескольких сотен километров, наблюдается их взаимное перекрытие толщиной до нескольких километров. Только структурные поверхности талассогенеза и, прежде всего, позднекайнозойская, позволяют определить местоположение перекрытий и решать задачу разграничения тектонических структур пока только на качественном уровне. Изобата 100 м является крайним ограничением во времени агрессивного продвижения тектонических структур Мирового океана. Тектонические структуры континентов фиксируются на глубинах акватории до 3–4 км.

*Ключевые слова:* Мировой океан, континенты, сейсморазведка, талассогенез, топодепрессии, вулканогенный чехол, архей, протерозой, кратоны, базальты, толеиты, габбро.

Гарагаш Игорь Александрович, garagash@mail.ru

Корнева Римма Георгиевна, rima@ginras.ru

Усенко Сергей Владимирович, garagash@mail.ru

Хортов Алексей Владимирович, akhortov@mail.ru

Шлезингер Александр Ефимович, rima@ginras.ru

### Tectonic structures of the oceans, the continents, and their limitations

I.A.GARAGASH, R.G.KORNEVA, V.P.PATRIKEEV, S.V.USENKO, A.V.KHORTOV, A.E.SHLESINGER

Tectonic structures of the oceans and continents are considered based on seismic exploration. Their restrictions have complex form. In the zones, across, just hundreds of kilometers, there is mutual overlapping, with thickness up to several kilometres. Only the structural surface talassogenesis and, above all, latecenozoic, can help with this task so far only on a qualitative level. 100 m isobath is an extreme limitation in time of aggressive prgravation of tectonic structures of the oceans. Tectonic structures of the continents are at depths of up to 3–4 km.

*Key words:* oceans, continents, seismic, talassogenesis, topodepressions, vulkanogenyj, Proterozoic, cartons, archaea, basalt, tholeite, gabbro.

Тектонические структуры Мирового океана составляют акватории обычно с пассивными континентальными окраинами. Топодепрессии преимущественно с активными континентальными окраинами впервые выделены М.М.Грачевским в 1961 г. на примере палеозойской палеотоподепрессии Прикаспийской впадины [9]. В настоящее время последние часто фигурируют под названиями пелалогенных, лабигенных, агрессивных, тафрогенных и другими. Топодепрессии связаны с котловинами внутренних и краевых морей, занимают фрагменты Мирового океана и в виде палеотоподепрессий встречаются на континентах. Тектонические структуры континентов представлены архейско-палеопротерозойскими композитными кратонами и неопротерозойско-фанерозойскими подвижными поясами, платформами и областями горообразования (орогенеза).

Тектонические структуры Мирового океана и континентов разграничиваются по нескольким признакам.

1. По геоморфологическому положению тектонические структуры Мирового океана составляют акватории. Палеотоподепрессии находятся на площади материков (палеозойские Прикаспийская впадина и Тимано-Печорский регион). Тектонические структуры континентов занимают материки, крупные острова и внутренние шельфы. Периокеанические платформенные бассейны и глубоководные желоба, являющиеся тектоническими структурами континентов, располагаются по периферии акваторий Мирового океана.

2. По фрагментам доосадочного (доосадочно-вулканогенного) чехла тектонические структуры Миро-

вого океана составляют сейсмические слои 3В серпентинитовой океанической мантии, 3А и 2 габбро, диабазовых даек и толеитовых базальтов океанической магматической коры, установленных ГСЗ, КМПВ и ШГСР в поле преломленных и отраженных волн. Они распространены на площадях океанов с пассивными и активными континентальными окраинами. Причем толеитовые базальты изливались в мелководно-морских и наземных условиях [3, 4]. На площадях топодепрессий Мирового океана распространена трансформированная континентальная консолидированная кора [7]. На площади тектонических структур континентов разрезы доосадочного (доосадочно-вулканогенного) чехла составляют континентальные консолидированная (кристаллический фундамент) и деформированная (складчатый фундамент) коры. Они сложены различными магматическими (преимущественно среднего и кислого состава), метаморфическими, метасоматическими и осадочными уплотненными породами, не имеющими океанической выдержанности. Общая толщина серпентинитовой мантии и магматической коры тектонических структур Мирового океана с пассивными и активными континентальными окраинами в несколько раз тоньше континентальной консолидированной и деформированной кор. Если мощность первых в среднем не превышает 10 км и только на аномальных участках увеличивается до 20–30 км (Исландия, подводная возвышенность Шатского и другие), то мощность вторых в среднем 30–40 км, в горных областях до 50–70 км. На площади топодепрессий Мирового океана по данным И.А.Гарагаша [6, 7, 8] поверхность Мохо за счет закрытия трещин преобразуется в континентальную трансформированную консолидированную кору, толщина которой пока неизвестна.

Наиболее резкие разграничения разрезов доосадочного (доосадочно-вулканогенного) чехла тектонических структур Мирового океана и континентов фиксируются на площадях сопряжения активных континентальных окраин и кайнозойских подвижных поясов. Здесь по крутым разделам зоны Заварицкого-Беньофа происходит соприкосновение тонкой (десятки километров) океанической литосферы с мощной (сотни километров) континентальной. На площадях сопряжения тектонических структур Мирового океана с пассивными континентальными окраинами и континентами тонкая океаническая магматическая кора сменяется трансформированной консолидированной, а затем континентальной консолидированной корой. Поверхность Мохо погружается на глубину от нескольких километров до первых десятков километров. В Центральной и Северной Атлантике сейсморазведкой и бурением установлено, что континентальная консолидированная кора протягивается до внутренних районов акватории с утонением до первых километров [11].

3. По условиям седиментации для тектонических

структур Мирового океана характерны преимущественно пелагические, гемипелагические и турбидитные осадки умеренной мощности, слагающие многокилометровые разрезы только в зонах подхода крупных речных артерий и в топодепрессиях, представляющих замкнутые седиментационные ловушки. Седиментационные бассейны представляют собой пассивные области осадконакопления, их мощности определяет изостазия и объем поступающего материала. Тектонические структуры континентов состоят главным образом из мелководно-морских и наземных фаций. Осадочные бассейны в их пределах испытывали конседиментационное тектоническое прогибание, которое служило главным фактором в создании осадочных (осадочно-вулканогенных) чехлов, а волновые процессы и наземная денудация обуславливали перенос осадков на многие сотни и первые тысячи километров. Нехватка осадочного материала представляла сравнительно редкое явление, при этом возникали области некомпенсированного тектонического погружения.

4. Геологические разрезы в пределах тектонических структур Мирового океана отличаются от континентальных тем, что в них формационно-фациальные единицы удалены на большие расстояния от источников сноса терригенного материала, в составе которого преобладают разности названные в п. 3. На площадях тектонических структур континентов в условиях преимущественно эпиконтинентальных бассейнов характерна повсеместная близость источников сноса. В композитных кратонах и подвижных поясах тектонических структур континентов распространены такие формации как аспидная, граувакковая, сланцевая, зеленокаменная, вулканогенная, многие типы моласс и другие эндемичные виды формаций.

5. Наиболее важный признак различия тектонических структур Мирового океана и континентов — пликативные и дизъюнктивные деформации. В тектонических структурах Мирового океана по данным сейсморазведки [5, 15, 16] развиты кратковременные деформации погружения (обрушения), амплитуда которых достигала 5–6 км. Они приводили к образованию региональных структурных поверхностей, придавших современный облик территории Мирового океана. Этот процесс можно назвать талассогенезом. На площадях океанов с пассивными и активными континентальными окраинами особенно велика роль наиболее молодого четвертичного талассогенеза, в результате которого возникли внешние шельфы, бровки шельфов и континентальные склоны, океанические котловины. Он играет важную роль в формировании срединно-океанических хребтов, поднятий и других структурных форм. Роль дочетвертичных импульсов талассогенеза менее значительна при образовании структурных поверхностей, которые пока плохо изучены. На активных континентальных окраинах четвертичный талассогенез охватывает внешнюю

часть поверхности подвижных поясов и сопряженные глубоководные желоба, приводя к опусканию их под тектонические структуры Мирового океана. В пределах топодепрессий более ранние дочетвертичные импульсы талассогенеза играли значительную роль в их образовании. Структурная поверхность четвертичного талассогенеза в верхней части обычно характеризуется небольшим (до  $1^\circ$ ) наклоном, затем происходит резкое увеличение её наклона до нескольких градусов, а на отдельных площадях до многих десятков градусов, где она преобразуется в плоскость сбросового нарушения и вновь выполаживается до первых градусов и менее. Верхний слой структурной поверхности талассогенеза характеризуется внешними глубокими шельфами, глубина которых достигает нескольких сот метров. Но местами верхний слой отсутствует, и структурная поверхность талассогенеза начинается сразу с крутого наклона, когда шельфы с глубинами до 100–150 м переходят в континентальные склоны. Именно на площади последнего в интервале глубин от первых сотен метров до нескольких километров фиксируется наибольший наклон структурной поверхности талассогенеза. При их выполаживании создаются подножия континентальных склонов, переходящие в глубоководные котловины. Существенна роль талассогенеза в формировании склонов срединно-океанических хребтов, поднятий и различных типов положительных тектонических структур, осложняющих дно Мирового океана.

Тектонические структуры континентов по генезису и количественным параметрам пликтивных и дизъюнктивных деформаций неоднородны. Архейско-палеопротерозойские композитные кратоны и неопротерозойско-фанерозойские подвижные пояса создаются главным образом при горизонтальных тектонических движениях, вследствие которых ареал распространения слагающих их горных пород (особенно в линейных структурах) сократился по сравнению с начальным на порядок и выше. Проведенные в последние годы сейсмические исследования низкочастотного глубинного МОГТ показали, что весь комплекс слагающих их пород вплоть до поверхности мантии подвержен пликтивным и дизъюнктивным сложным деформациям, амплитуда которых достигает десятков километров [12]. Периферии кайнозойских подвижных поясов в виде утоняющихся и выклинивающихся клиньев перекрывают на многие десятки километров океаническую магматическую кору. Платформы осложнены тектоническими структурами, созданными вертикальными преимущественно нисходящими конседиментационными тектоническими движениями с амплитудой до многих километров. Вертикальные восходящие движения имеют импульсивный характер и приводят к образованию подобных антиформ, синформ, поверхностей угловых (структурных) несогласий протяженностью до многих сотен и первых тысяч километров. Они осложняют

конседиментационный структурный план платформ. В областях горообразований преобладают восходящие вертикальные движения. Они компенсируются во внутренних их частях межгорными впадинами. При сопряжении областей горообразования с платформами возникают линейные отрицательные компенсационные тектонические структуры, выделяемые под названием краевых прогибов. Породы внутренних частей последних согласно сменяют главные комплексы подвижных поясов и осложнены линейными складчатыми постседиментационными деформациями. Отложения центральных и внешних частей краевых прогибов согласно перекрывают чехлы плит платформ. При сопряжении областей кайнозойского горообразования с океанами, которые выделяются как активные континентальные окраины, образуются глубоководные желоба. В них под поверхностью океанического дна фиксируются среднеплейстоценово-голоценовые турбидитные клинья, утоняющиеся практически до полного выклинивания на их склонах. Они свидетельствуют о кратковременных опусканиях (обрушениях), связанных с компенсацией растущих горных сооружений подвижных поясов и образуют глубоководные желоба, что является аналогом краевых прогибов. Установлен непосредственный переход Предгималайского краевого прогиба в Зондский глубоководный желоб [1, 13], то есть глубоководные желоба, как и краевые прогибы, должны включаться в состав тектонических структур континентов.

По преобладанию вертикальных деформаций тектонические структуры Мирового океана близки к платформам и областям горообразования континентов. Последние имеют сходство с срединно-океаническими хребтами и поднятиями. Но форма, количественные параметры и генезис деформаций принципиально различны. Так, в образовании тектонических структур Мирового океана основная роль принадлежит нисходящим кратковременным погружениям, в то время как при формировании платформ — нисходящим конседиментационным прогибаниям и кратковременным вертикальным воздыманиям. При создании областей горообразования преобладают интенсивные вертикальные воздымания и связанные с ними компенсационные погружения. Еще более существенные отличия существуют между тектоническими структурами Мирового океана и композитными кратонами и подвижными поясами континентов. В первых, преобладают вертикальные деформации, во вторых горизонтальные. В тектонических структурах Мирового океана, помимо осадочного чехла, огромная роль принадлежит водному слою, тогда как в тектонических структурах континентов она ничтожно мала и проявляется лишь при некомпенсированном тектоническом прогибании в глубоководных желобах.

6. Шестым фактором, разграничивающим тектонические структуры Мирового океана и континентов, является плюмогенез. В первых при его проявлении

возникли срединно-океанические хребты и поднятия, а в пределах океанических литосферных плит линейные тектоновулканические поднятия. С плюмогенезом связываются преимущественно изометричные тектонические поднятия. Он также существенно влияет на уменьшение интенсивности талассогенеза, приводя к образованию пассивных тектонических поднятий. К ним, в первую очередь, следует отнести срединно-океанические хребты и поднятия, в пределах которых кратковременные погружения имели существенно меньшую величину, чем на площади смежных океанических литосферных плит, не затронутых плюмогенезом. На площади Мирового океана с пассивными и активными континентальными окраинами плюмогенез приводит к глобальному растяжению недр и формированию продольных и поперечных грабенов, по времени обычно синхронных четвертичному талассогенезу.

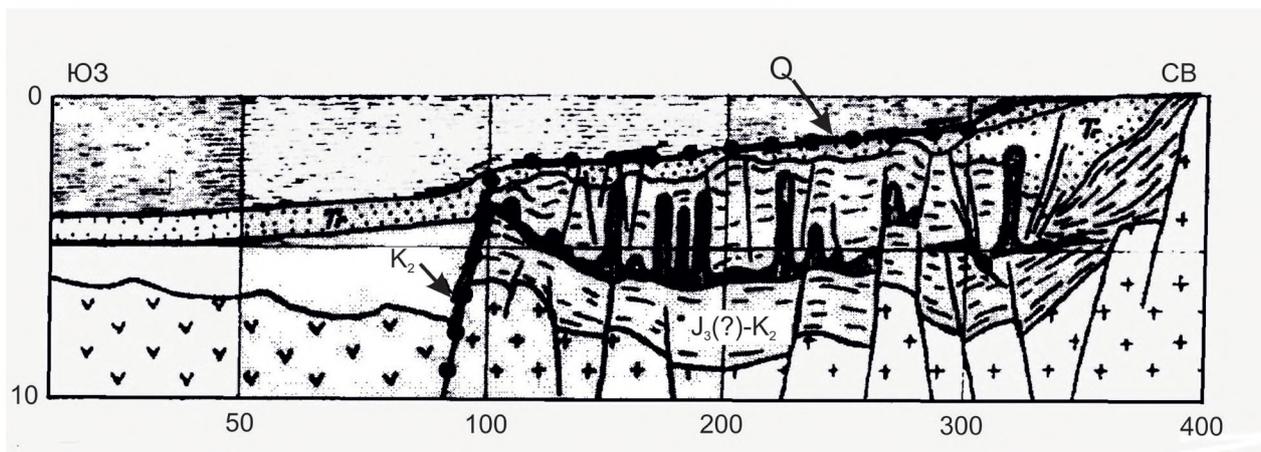
Роль плюмогенеза в формировании платформенных тектонических структур континентов существенно скромнее. Вероятно, при его проявлении образовались Тунгусское, Деканское и другие вулканические плато [10]. Однако первостепенное значение он имел при формировании неоархейско-фанерозойской магматически-метаморфической консолидированной коры [12].

Приведенный анализ главных геолого-геофизических факторов показывает принципиальные различия тектонических структур Мирового океана и континентов и соответственно позволяет более обоснованно выделять их в литосфере Земли. Тем не менее, большинство из них не позволяют картировать конкретные ограничения этих структур. Представляется, что только структурные поверхности талассогенеза и, прежде всего, последний четвертичный талассогенез дает конкретные объективные параметры. Талассогенез имеет преимущественно трансгрессивный характер.

Тектонические структуры Мирового океана агрессивно наступают на тектонические структуры континентов (см. рисунок), которые оказываются погребенными под океаническим осадочным чехлом и водным слоем. Реже фиксируется регрессивный характер талассогенеза, когда тектонические структуры континентов перекрывают тектонические структуры Мирового океана. Он возникает, когда тектонические структуры континентов оказываются под импульсивным влиянием вертикальных тектонических движений, вследствие чего структуры континентов перекрывают структуры Мирового океана.

Четвертичный талассогенез начинается с относительно пологой поверхности, образующей внешние глубокие шельфы, опущенные до нескольких сот метров. Их соотношение с внутренними шельфами, созданными седиментацией, абразией и относительными колебаниями уровня моря, где талассогенетическое кратковременное погружение Мирового океана затухает, остается практически не исследованным. Резкий изгиб кривой талассогенеза создает бровку шельфа, за которой происходит увеличение его градиента до порядка и выше, создавая в океанах континентальные (островные) склоны, склоны подвижных поясов и бортовые ограничения топодепрессий. При резком уменьшении градиента образуются их подножия, переходящие в океанические котловины и днища топодепрессий. На площади срединно-океанических хребтов, поднятий и других тектонических структур, связанных с плюмогенезом, интенсивность талассогенеза уменьшается и возникают пассивные остаточные положительные тектонические структуры, склоны которых, также характеризуются высокими градиентами талассогенеза. На площади океанов с пассивными континентальными окраинами периокеанические бас-

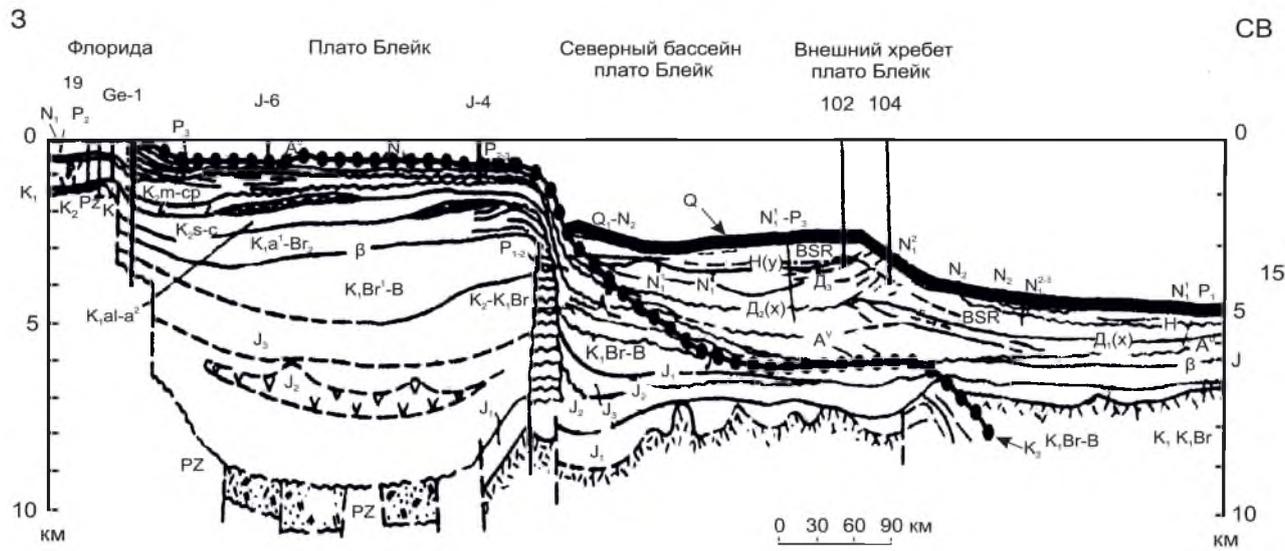
А



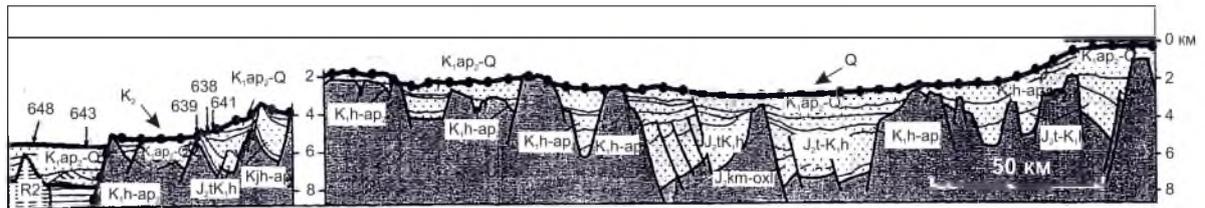
Сейсмические разрезы НСЦ и МОГ Г (А.Н.Волков и др., 1981), иллюстрирующие трансгрессивные и регрессивные границы (жирные точки) тектонических структур Мирового океана и континентов:

А — континентальная окраина Анголы; Б — Северо-Американская континентальная окраина; В — Северо-Европейская континентальная окраина; Г — абиссальная равнина Арго и шельф Броу Индийского океана

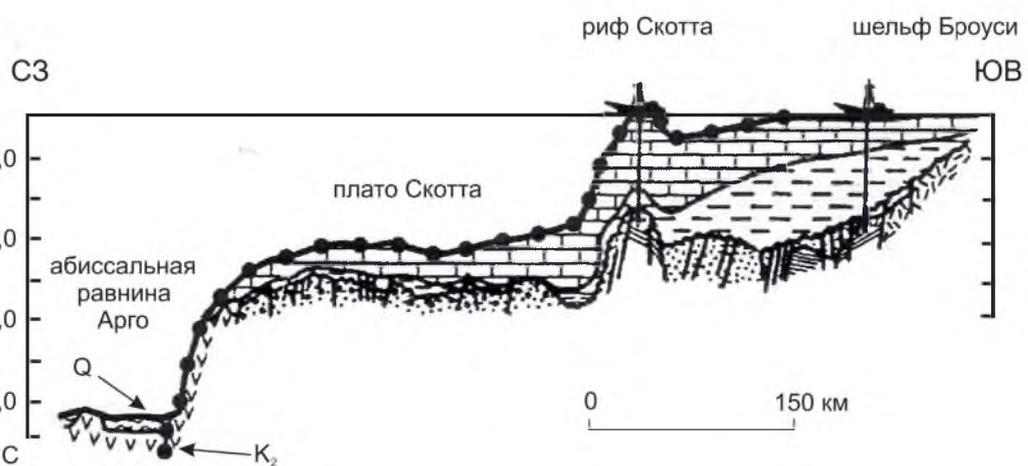
Б



В



Г



сейны континентов в виде утоняющихся клиньев уходят на расстояние до нескольких сот километров внутрь тектонических структур Мирового океана. Нередко их ограничением служат крутые разрывные нарушения, а подошву подстилает океанический акустический фундамент. Магматическая океаническая кора сменяется континентальной, трансформированной консолидированной, а затем консолидированной океанической корой. Одновременно происходит резкое опускание (до десяти и более километров) поверхности Мохо. На площади океанов с активными континентальными окраинами подвижные пояса континентов в виде утоняющихся клиньев практически доходят до осевых зон глубоководных желобов. Их подошву на расстоянии нескольких десятков километров подстилает океанический слой 3А. Последний, вероятно, протягивается до крутой вертикальной зоны Заварицкого-Беньюфа, разделяющей океаническую и континентальную литосферы. Следовательно, от этой глубинной границы в позднекайнозойское время тектонические структуры Мирового океана агрессивно продвинулись и перекрыли внешние окраины подвижных поясов континентов. Топодепрессии Мирового океана также испытывали агрессивное расширение, перекрывая тектонические структуры континентов, их регрессивный характер отмечается реже.

Приведенные материалы показывают, что тектонические структуры Мирового океана ограничиваются изобатой 100 м, где практически прекращает регистрироваться талассогенез, являющийся главным процессом в формировании его современного облика. Внутренний шельф, находящийся гипсометрически выше этого уровня, создается процессами седиментации, абразии и относительных колебаний уровня моря. На его площади и сопряженных территориях суши распространены преимущественно тектонические структуры континентов. Однако наиболее глубокие части внутреннего шельфа, возможно, образовались при участии затухающих импульсов талассогенеза. В сторону акваторий увеличивается возрастной и вертикальный диапазон тектонических структур Мирового океана. В них входят внешние (глубокие) шельфы, континентальные склоны, склоны подвижных поясов, срединно-океанические хребты и поднятия, их склоны, подводные и надводные поднятия и их склоны, океанические котловины с депоцентрами в виде глубоководных впадин, изометричные поднятия дна, грабены растяжения и другие структурные формы. Возрастной диапазон тектонических структур Мирового океана колеблется от архейского (3, 4 млрд. лет) до позднекайнозойского (первые десятки тысячелетий). Вертикальный диапазон тектонических структур Мирового океана от поверхности мантии до поверхности водного слоя колеблется от 15–20 км до первых сот метров. В отличие от тектонических структур континентов, относительно хорошо изученных

от архея до кайнозоя, архейско-триасовый диапазон тектонических структур Мирового океана практически не охарактеризован геолого-геофизическими данными, кроме палеомагнитной информации. Первые геолого-геофизические сведения имеются только с юрского времени. Палеотоподепрессии возникали, возможно, в рифейско-вендское и палеозойское время, но их роль в тектонической структуре Мирового океана того времени была ничтожно мала.

Ограничения тектонических структур Мирового океана и континентов достаточно сложны. В зонах их сопряжения, достигающих нескольких сот километров, наблюдаются их взаимные перекрытия, мощностью до нескольких километров. Только структурные поверхности талассогенеза и прежде всего позднекайнозойская позволяют разграничивать тектонические структуры Мирового Океана и континентов пока только на качественном уровне, при котором изобата 100 м является крайним ограничением проникновения тектонических структур Мирового океана в структуры континентов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипов М.П. Строение внешнего склона Зондской островной дуги (по сейсмическим материалам) // Бюллетень МОИП. 1988. Т. 63. Вып. 1. С. 25–38.
2. Антипов М.П., Беляков С.Л., Пуцаровский Ю.М., Шлезингер А.Е. О тектонике периокеанических бассейнов // Геотектоника 1994. № 1. С. 68–73.
3. Блюман Б.А. Земная кора океанов по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. — С-Пб: ВСЕГЕИ, 2011.
4. Блюман Б.А. Данные глубоководного бурения в Мировом океане и тектоника плит // Мат-лы 45 (XLV) Тектонического совещания. — М.: ГЕОС, 2013. С. 26–29.
5. Волков А.Н., Гагельганц А.А., Юнов А.Ю. Строение и нефтегазоносность окраин континентов. — М.: Недра, 1981.
6. Гарагаш И.А., Иогансон Л.И., Шлезингер А.Е. Топодепрессии Земли и физический механизм их образования // Мат-лы 45 (XLV) Тектонического совещания. — М.: ГЕОС, 2013. С. 264–270.
7. Гарагаш И.А., Шлезингер А.Е. Природа подъема Мохо глубоководных осадочных бассейнов Черноморского типа // Бюллетень МОИП. 2006. Т. 81. Вып. 4. С. 3–6а.
8. Гарагаш И.А., Шлезингер А.Е. Типы конвективных ячеек и создаваемые ими тектонические структуры // Бюллетень МОИП. 2006. Т. 81. Вып. 6. С. 3–8.
9. Грачевский М.М. О возможных рифах пермского возраста в прибортовой части Северного Прикаспия // Новости нефтяной и газовой техники. 1961. № 4. С. 16–18.
10. Исмаил-заде А.Т., Лобковский Л.И., Наймарк Б.М. Гидродинамическая модель формирования осадочных бассейнов в результате образования и последующего фазового перехода из магматической линзы в верхней мантии / Геодинамика и прогноз землетрясений. — М.: Недра, 1994. С. 139–155.
11. Меланхолина Е.П. Тектонотип невулканических пассивных окраин в регионе Иберии Ньюфаундленда // Геотектоника. 2011. № 1. С. 80–105.
12. Минц М.В. Объемная модель глубинного строения

- раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратора, палеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. № 4. С. 3–29.
13. *Тектоника Евразии* / Под ред. М.В.Муратова. — М.: Наука, 1966.
14. *Тектоника и железомарганцевая металлогения Атлантического океана* // Тр. Геологического института РАН. 2011. Вып. 594.
15. *Шлезингер А.Е.* Региональная сейсмостратиграфия // Тр. Геологического института РАН. 1998. Вып. 512.
16. *Шлезингер А.Е.* Тектогенез и седиментогенез по данным сейсмостратиграфии и ее возможность в интерпретации осадочных и осадочно-вулканогенных бассейнов // Бюллетень МОИП. 2011. Т. 86. Вып. 6. С. 3–24.

### Новые данные о стратиформной полиметаллической минерализации в карбонатных толщах Приколымского террейна (Северо-Восток России)

А.Н.ГЛУХОВ, М.И.ФОМИНА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им.Н.А.Шило Дальневосточного отделения Российской академии наук (СВКНИИ ДВО РАН); 685000, г. Магадан, ул. Портовая, д. 16)

Приведены данные о вновь выявленных проявлениях стратиформной полиметаллической минерализации в протерозойских карбонатных толщах Приколымского террейна. Охарактеризованы основные черты их минерального состава, геохимии. Впервые приведены данные о химическом составе основных рудных минералов. На основании приведенных данных сделан вывод о генетической общности стратиформной полиметаллической минерализации в карбонатных толщах Приколымья, расположенных на различных стратиграфических уровнях. *Ключевые слова:* стратиформная, полиметаллическая, карбонатные, Приколымский террейн.

Глухов Антон Николаевич, [gluhov76@list.ru](mailto:gluhov76@list.ru)  
Фомина Марина Ивановна, [mif-74@yandex.ru](mailto:mif-74@yandex.ru)

### New data about stratiform base-metal mineralization in the carbonate units of the Prikolymian terrane (far North-East of the Russia)

A.N.GLUCHOV, M.I.FOMINA

The paper described of the new discovered stratiform Pb-Zn mineralization in the Upper Proterozoic carbonate units of Prikolymian Terrane. Showed main features of that mineralogy and geochemistry. In first time described of the chemical composition of ore sulfides. Based of this new data, made a conclusion about genetic unity of the stratiform Pb-Zn mineralization in the carbonate units of Prikolymian Terrane, located on different stratigraphy levels.

*Key words:* stratiform, zinc, carbonate, Prikolymian Terrane.

Приколымский террейн является составной частью аккреционной структуры Северо-Востока Азии (рис. 1) и протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 450 км. Он сложен, главным образом, в различной степени метаморфизованными протерозойскими образованиями: песчаниками, метапелитами, кварц-полевошпатовыми и карбонатными породами, метабазитами и гипербазитами, которые несогласно перекрываются неметаморфизованными терригенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными породами палеозоя и позднеюрскими лагунно-молассовыми отложениями. Стратифицированные комплексы прорваны единичными интрузиями девонских и меловых гранитоидов, а также многочисленными дайками позднемеловых базитов. В соответствии с существующими представлениями, Приколымский террейн представляет собой фрагмент пассивной окраины Северо-Азиатского кратона, отторгнутый в палеозое вследствие прогрессирующего рифтинга [1].

Структурно-вещественные комплексы Приколымского террейна вмещают разнообразные по составу рудные проявления. Наиболее многочисленными и изученными являются золоторудные объекты, включающие одно месторождение и серию рудопроявлений зо-

лоторедкометалльно-кварцевого типа, а также многочисленные близкие им по составу и геологической позиции пункты минерализации. В минерогеническом отношении они являются составными частями синаккреционного Яно-Колымского металлогенического мегапояса [1]. Достаточно широко распространены жильные золото- и серебросодержащие медно-полиметаллические рудопроявления, связанные с островодужными известково-щелочными магматическими комплексами Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. В центральной и южной частях Приколымского террейна среди рифейских метапелитов известны проявления медистых песчаников и сланцев. Рифейские метапелиты вмещают также пластовые железорудные проявления, наиболее крупным и изученным среди которых является месторождение Победное [14].

Известные к настоящему времени проявления стратиформной свинцово-цинковой минерализации в карбонатных породах сосредоточены на восточном фланге Приколымского террейна и объединены в составе Каменской минерогенической зоны [2, 5] или ярхонского рудного комплекса [24]. Рудопроявления вмещаются карбонатными толщами, расположенными на двух стратиграфических уровнях: в ярхонской

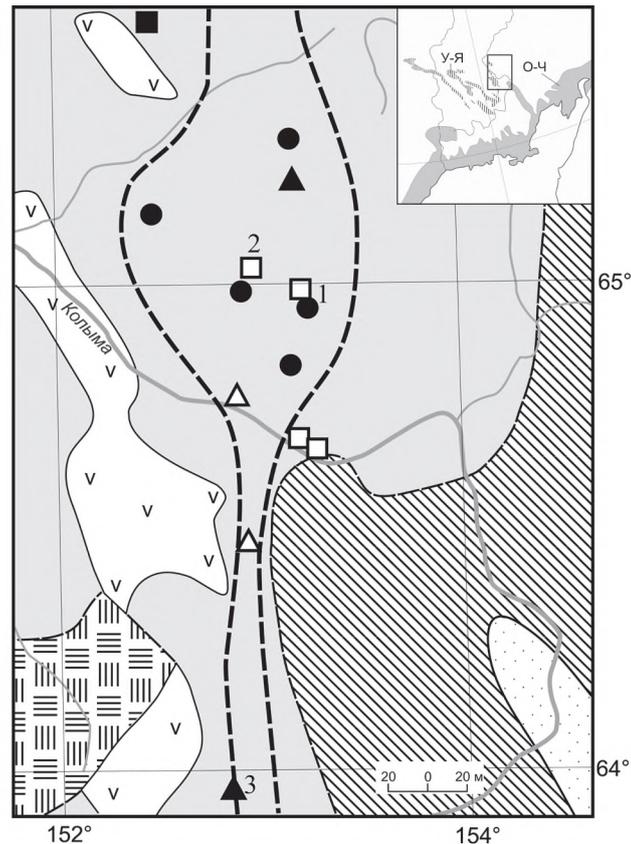


Рис. 1. Тектоническая схема Центрального Приколымья, по В.И.Шпикерману, 1998, с упрощениями и дополнениями:

террейны: 1 — Приколымский пассивной континентальной окраины, 2 — Аргатасско-Поповкинский океанический; 3 — Яно-Колымский складчатый пояс; 4 — Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс; 5 — Бальгычано-Сугойский рифтогенный прогиб; 6 — границы Приколымского динамометаморфического пояса; 7 — рудопроявления следующих модельных типов: а — золоторедкометалльно-кварцевый, б — медно-полиметаллический жильный, в — медный в терригенных толщах, г — свинцово-цинковый в карбонатных толщах, д — пластовый железорудный; цифры: 1 — месторождение Надежда, 2 — рудопроявление Хая, 3 — рудопроявление Опыт; на врезке: выделенный контур — район исследований на Приколымском террейне; О-Ч — Охотско-Чукотская вулканогенная область и У-Я — Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс

свите среднего девона и в чебукулахской серии среднего-верхнего рифея [23]. Рудовмещающие доломиты ярхондонской свиты относятся к рифовой фации и образованы сочетанием биостромов, биогермов и ритмично-слоистых горизонтов [3]. Рудные тела представлены двумя морфологическими типами [4]: 1) зоны кварц-барит-сульфидных прожилков и брекчий в доломитах биогермов (Горное); 2) зоны послойной сульфидной вкрапленности в ритмично-слоистых доломитах (Слезовка). Главные минералы руд: кварц, барит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, магнетит. Содержания полезных компонентов (в %): Pb до 6,37, Zn до 12,6, Cu до 0,01, а Ag до 10 г/т (А.А.Николаев, 1978), причем для рудных тел первого типа свойственно преобладание Pb, а для второго — Zn. Характерной является повышенная сурьмянистость

руд, выражающаяся, в частности, в развитии сульфосолей Pb и сурьмянистых блёклых руд [9]. Среди чебукулахской серии среднего-верхнего рифея оруденение вмещается слоистыми и брекчиевидными доломитами (Чебукулах), реже кварцитами (Ромашка) [23]. Рудные тела также представлены двумя типами: прожилками, жилами и минерализованными брекчиями и зонами сульфидной вкрапленности. Характерно преобладание сфалерита над галенитом. Содержания полезных компонентов (в %): Pb до 8,82, Zn до 4,14, Cu до 0,1, а Ag до 10,6 г/т (В.А.Шишкин, 1984).

Изученность стратиформной свинцово-цинковой минерализации в карбонатных толщах Приколымья носит фрагментированный характер, и в целом недостаточна. Данные о химическом составе, характере распределения химических элементов, геохимическом

спектре руд, взаимоотношениях минеральных парагенезисов, типохимизме рудных минералов отрывочны, или отсутствуют. Частичное восполнение отмеченных пробелов и является целью настоящей работы.

**Фактический материал и методика исследований.**

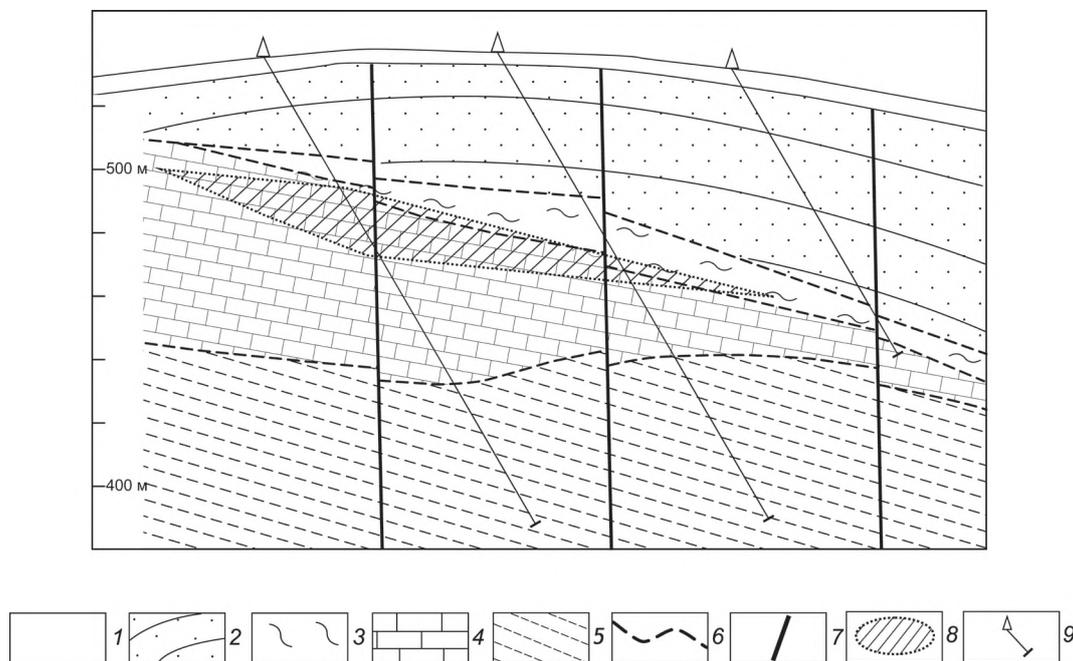
В основу данного исследования положен новый фактический материал, собранный авторами при изучении геологического строения и рудоносности Центрального Приколмыя в период 2009–2011 гг. Использовались каменный материал, полученный при проведении геологических маршрутов, а также материалы геологической документации и аналитические данные по пробам из керна структурно-поисковых скважин, пробуренных в пределах рудного поля золоторудного месторождения Надежда, в центральной части Приколмыяского террейна, в бассейне р. Малая Столбовая (см. рис. 1).

Пробы анализировались методом оптической спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-OES) на 40 элементов с растворением навески в царской водке. Анализы выполнялись в лаборатории ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей» (г. Москва). Для изучения состава руд был сформирован перечень рудогенных химических элементов, которые с одной стороны, определяют геохимическую специализацию руд, а с другой, представлены растворимыми в кислотах минеральными формами [11, 13]: Fe, Ba, Mn, V, Ni, Co, Ag, Cu, Zn, Pb, Mo, As, Sb. Используются результаты анализа 23 проб

из минерализованных образований. Факторный анализ аналитических данных методом главных компонент выполнен с помощью программы «StatisticaXL», распространяющейся бесплатно и находящейся в свободном доступе.

Химический состав рудных минералов исследовался в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН на анализаторе «Самбах»; аналитик Е.М.Горячева.

**Краткий очерк геологического строения.** В составе протерозойских комплексов Приколмыяского террейна преобладают относительно однородные толщи карбонатного и карбонатно-терригенного состава, сформированные на пассивной окраине Северо-Азиатского кратона в среднем рифее [24]. На них наложены верхнерифейские магматические образования рифтогенной бимодальной риолит-базальтовой ассоциации [18]. С размывом, обусловленным, предположительно, позднерифейским орогенезом [25], рифейские толщи перекрываются вендскими шельфовыми отложениями: субаркозовыми песчаниками, сланцами, доломитами. Докембрийские комплексы несогласно перекрываются неметаморфизованными терригенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными породами палеозоя и позднеюрскими лагунно-молассовыми отложениями. Стратифицированные комплексы прорваны единичными интрузиями девонских и меловых гранитоидов, а также многочисленными дайками поздне-



**Рис. 2. Схематический геологический разрез через зону развития стратиформного полиметаллического оруденения на месторождении Надежда:**

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — песчаники; 3 — серицит-кварцевые сланцы; 4 — доломиты; 5 — карбонат-хлорит-серицитовые сланцы; 6 — зоны интенсивного рассланцевания и смятия; 7 — субвертикальные разломы; 8 — минерализованная зона; 9 — колонковые скважины; горизонтальный масштаб соответствует вертикальному

меловых базитов.

Геологическая структура Приколымского террейна представляет собой пакет тектонических чешуй центриклинального падения [24]. Центральной части террейна соответствует динамометаморфический пояс [19, 21], сформированный протерозойскими образованиями, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Метаморфизм носит зональный характер и относится к дистенсиллиманитовому фациальному типу высоких давлений [21].

Рудовмещающая чебукулахская серия среднего рифея сложена в различной степени мраморизованными известняками и доломитами с прослоями пелитов. Текстура карбонатных пород сланцеватая, реже массивная, реликтивно-слоистая, брекчиевая; структура порфиробластовая, гетерогранобластовая. Они состоят, в основном, из карбонатов; примесные минералы (кварц, серицит, хлорит, гематит) группируются вдоль сланцеватости или распределены по массе породы.

**Результаты, их обсуждение и выводы.** Свинцово-цинковая минерализация вскрыта бурением на периферии рудного поля золоторудного месторождения Надежда, на глубинах 60–140 м от поверхности (интервал абсолютных отметок 530–450 м). В геологическом отношении рудное поле представляет собой пакет надвиговых чешуй, осложненный более поздними крутопадающими разрывами различных направлений (рис. 2). Основной элемент структуры — пологие зоны пластических деформаций, маркирующие границы петрографически разнородных тектонических пластин. Плоскости надвигов падают в северо-восточном и восточном направлениях под углами от 0 до 30°. Мощность надвигового пакета превышает 200 м. Структурный план осложняют крутопадающие разрывы более мелкого ранга — преимущественно сбросы на восточном фланге и взбросы на западном. Большую роль в структуре играют складки, образующие единый структурный ансамбль с надвигами. Наиболее крупные из них имеют асимметричное строение с падением осевых плоскостей на северо-восток. Оси более мелких

складок ориентированы в северо-западном и север-северо-западном направлениях.

Минерализация представлена полого залегающей, согласной с напластованием и залеганием надвигов залежью рассланцованных интенсивно окварцованных тонкослоистых мраморизованных доломитов, содержащих тонкую послойную сульфидную вкрапленность. Вскрытые скважинами рудные интервалы располагаются в мощной (>30 м) зоне подновленного неотектоникой разлома. По этой причине минерализованные образования интенсивно катаклазированы и лишь фрагментарно сохранили первичные текстурно-структурные признаки. Химический состав минерализации, геохимический спектр и содержания основных полезных компонентов (табл. 1) соответствуют стратиформному свинцово-цинковому оруденению [6, 17]. Факторный анализ показывает наличие в рудах трех обособленных геохимических ассоциаций (рис. 3). Интенсивный катаклиз руд препятствует изучению минерального состава руд.

Этот пробел был восполнен авторами данной публикации на участке Хая, в бассейне одноименного ручья, где выявлено и изучено аналогичное проявление стратиформной полиметаллической минерализации в карбонатных породах. Изучение геологического строения данного участка зарудняется весьма плохой обнаженностью. В общих чертах он сложен (рис. 4) рифейскими слюдястыми сланцами, кварцитами, карбонатными породами и метариолитами, слагающими, по видимому, петрографически разнородные тектонические пластины. Рифейские породы прорваны штоком гранитов раннемелового возраста; экзоконтактные изменения представлены маломощным (<100 м) ореолом ороговикования. Дизъюнктивная структура участка определяется сочетанием разрывных нарушений субмеридионального и субширотного простирания.

Стратиформная полиметаллическая минерализация представлена относительно маломощными до 5 м зонами массивного, реже прожилкового окварцевания и сульфидизации среди рассланцованных и мрамор-

#### 1. Химический состав полиметаллических руд участка Надежда, в г/т

Элементы	Содержание		Кларк концентрации
	среднее арифметическое	максимальное	
Pb	879	3598	67,6
Zn	1677	4773	28,4
Ag	3	8	18,8
Co	78	153	11,4
Mn	14 341	>30 000	6,5
Ni	55	100	4,6
Fe	64 503	99 633	4,1
Mo	3	5	2,9
Ba	861	3000	2,4
Cu	38	79	1,8
As	33	81	1,5
Sb	3	3	1,00

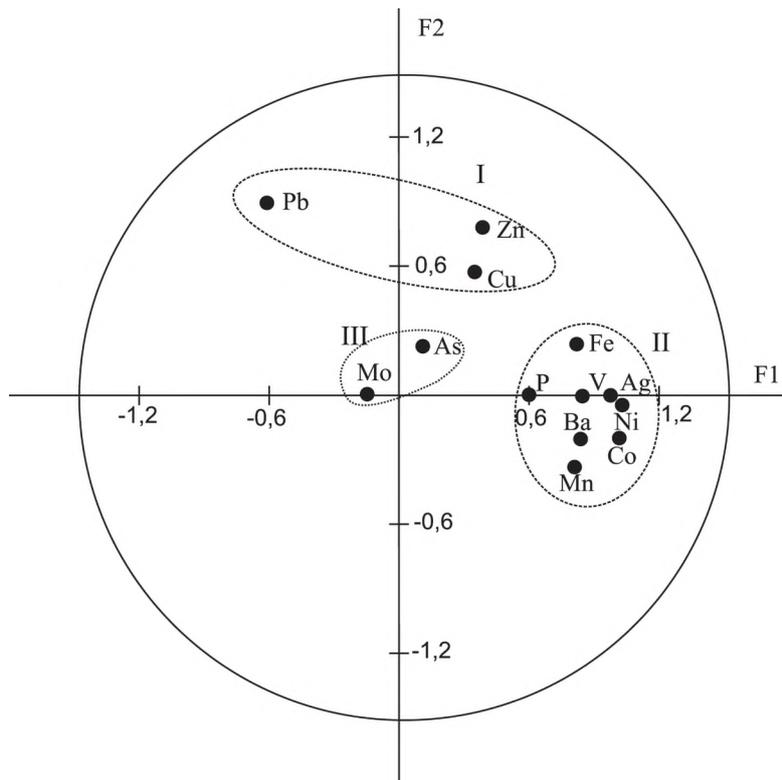


Рис. 3. Диаграмма факторных нагрузок (до вращения) полиметаллической минерализации рудного поля Надежда:

I, II, III — номера геохимических ассоциаций

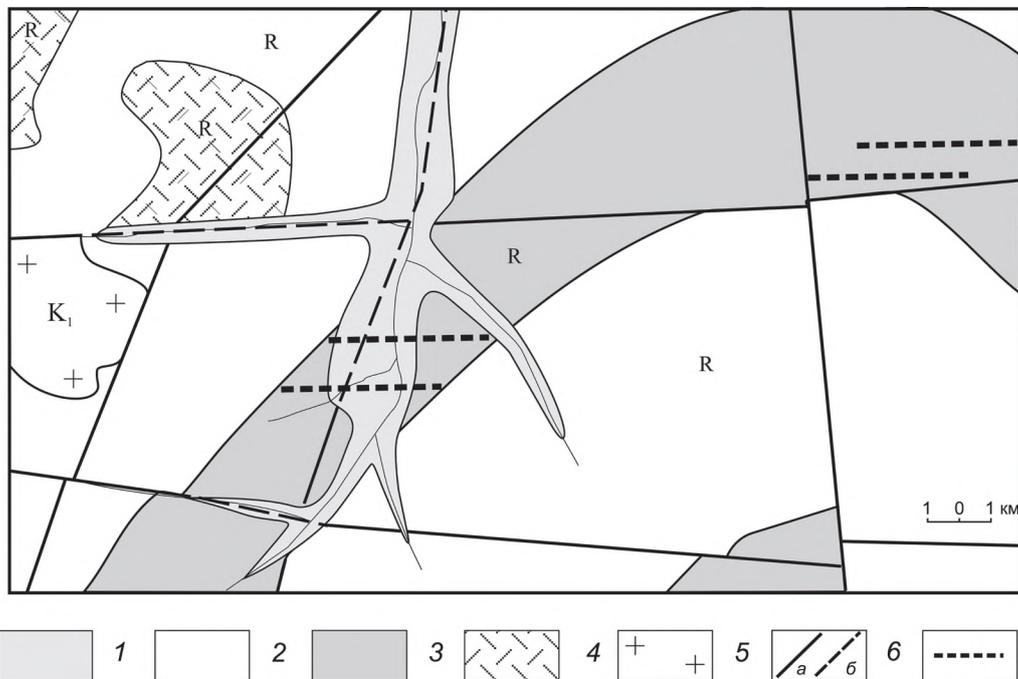


Рис. 4. Схематическая геологическая карта участка Хая:

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — хлорит-серицитовые, серицит-кварцевые сланцы и кварциты; 3 — мраморизованные доломиты и известняки; 4 — метариолиты; 5 — граниты; 6 — разломы: а — установленные и б — предполагаемые; 7 — зоны полиметаллической минерализации

ризованных доломитов чебукулахской серии. По данным полуколичественного спектрального анализа (лаборатория ОАО «Магадангеология») содержания основных рудогенных элементов в рудах достигают (в г/т): Pb 400, Zn 300, Cu 100, Ag 2, Sb 30, Mn 3000. Текстура руд сланцеватая, прожилковая. Структура идиобластовая гетерогранобластовая. Руды представлены чередующимися полосами, сложенными почти нацело карбонатами, отличающимися размерностью зерен. Карбонат бесцветный, реже буроватый, представлен двумя генерациями: крупными идиобластами и мелкими гранобластовым зернами. Полосы с крупными ориентированными в одном направлении идиобластическими зернами карбоната чередуются с линзовидными прослоями, сложенными также ориентированным в одном направлении тон-козернистым гранобластовым агрегатом карбоната с линзовидными цепочками чешуек мусковита в ассоциации с углеродистым веществом. Мусковит слагает бесцветные чешуи, по трещинам спайности обогащенные черным углеродистым веществом. Гранобластовые зерна кварца рассеяны по всей породе, иногда образует линзочки, косо расположенные к общей ориентировке карбонатных зерен.

Наиболее распространенный рудный минерал — пирит. Установлено две его генерации, отличающиеся по облику кристаллов и минеральным ассоциациям. Пирит I образует вкрапленность по слоистости пород. Представлен аллотриоморфными корродированными зернами размером 15–30 мк; парагенетически связан с марказитом. Пирит II образует идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы размером от 15 мк до 1,5 мм и чаще всего приурочен к просечкам кварца. Иногда псевдоморфно развивается по пирротину. Содержит каплевидные включения пирротина, блёклой руды, сфалерита, халькопирита и халькозина размером 3–15 мк. Марказит представлен игольчатыми корродированными аллотриоморфными кристаллами размером до 50 мк; часто образует сростания с пиритом. Пирротин образует аллотриоморфные зерна, развивающиеся параллельно слоистости, размером зерен 0,12–0,14 мм, а также каплевидные включения в пирите размером 2–15 мк. Халькопирит развивается сингенетично с пирротинном, образуя при этом включения в пирите I, а также установлен в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите и в сростании с ним. Размер зерен халькопирита 15–63 мк. Сфалерит характеризуется пониженной ролью железа (табл. 2). Заполняет микротрещины и пустоты в породе и в пирите, сростается с халькопиритом. Размер зерен сфалерита от 11 мк до 0,12 мм. Часто содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита. Блёклая руда сростается с халькопиритом, а также образует включения в пирите. Формирование руд происходило в четыре стадии, в том числе образование собственно медно-цинковой минерализации охватывает две из них (табл. 3).

Химический состав пирита II (см. табл. 3) харак-

теризуется относительно повышенной сернистостью при умеренных концентрациях Fe. Он удивительно схож с составом раннего колломорфного пирита полиметаллического рудопроявления Слезовка, вмещаемого доломитами ярходонской свиты [9]. В то же самое время пириты Хаи резко отличаются по составу от пиритов свинцово-цинкового месторождения Сардана Кыллахской металлогенической зоны (там же) большей сернистостью и железистостью; по-видимому, это обусловлено особенностями региональной металлогении. Существенно отличны они и от пиритов жильного медно-полиметаллического рудопроявления Опыт (см. табл. 3), расположенного на юге Приколывского террейна — большей сернистостью и на порядок меньшими концентрациями Ni. Любопытно сопоставление с составом пирита из осадочных пород верхоянского комплекса [20]. Пирит II Хаи намного более сернистый, содержит примесь Co и менее мышьяковистый при сопоставимых концентрациях Fe, Ni, Cu (см. табл. 3).

Халькопирит рассматриваемого проявления относительно высокосернистый и железистый (см. табл. 2). Это четко видно, в частности, при сопоставлении его с халькопиритом рудопроявления Опыт, который содержит существенно больше Cu.

Химический состав сфалерита (см. табл. 2) близок к сфалеритам стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сардана и Миргалимсай [6] при несколько меньших относительных концентрациях Cd. Сопоставление со сфалеритом рудопроявления Опыт демонстрирует существенно пониженные по сравнению с последним содержания Zn, S, Cd. По сравнению с месторождением Сардана [8] сфалерит Хаи содержит близкое количество Fe, но на порядок меньшее — Cd. Сфалерит стратиформного свинцово-цинкового месторождения Урультун [22] одноименного рудного комплекса Омудевского террейна, параллелизуемого с ярходонским рудным комплексом Приколывья [24], характеризуется на порядок меньшими содержаниями Fe [8]. Близкие концентрации Fe до 0,23 приводятся, в частности, для раннедиагенетического микроглобулярного сфалерита Pb-Zn месторождения Бляйберг [27].

Блёклая руда содержит (в %): S 22,36, Cu 34,16, Sb 45,10 и по составу соответствует тетраэдриту. Это сближает рассматриваемую минерализацию с рудопроявлениями Слезовка и Горное.

Сочетание ранней пирит-марказитовой и более поздней пирит-сфалерит-халькопиритовой с пирротинном и блёклой рудой ассоциаций является характерным для стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах [6, 17]. Соответствует им и химический состав основных сульфидов рудопроявления Хая. В этой связи наиболее показательно практически полное совпадение состава пиритов Хаи и Слезовки. Низкие концентрации Fe и Cd в сфалерите наряду с особенностями формы его выделений ука-

зывают на диагенетическую природу рассматриваемой минерализации, аналогично рудопроявлениям северной части Каменской минералогической зоны [2, 3, 10]. Исходя из обобщенной схемы латеральной зональности стратиформных полиметаллических месторождений «Ba-Pb-Zn-Fe» [15, 17], можно сделать вывод о том, что рассматриваемая минерализация представляет собой корневые или фланговые, периферические фрагменты более крупных рудных зон.

Совокупность имеющихся данных о геологическом строении и составе рассматриваемых минерализованных образований позволяет предположить их элизионно-водородный генезис. Современные геологические модели стратиформной полиметаллической минерализации в карбонатных породах предполагают диа- и катагенетическое выщелачивание

Pb и Zn, а также Mg, Fe, Cu из карбонатных пород и подстилающих пелитов захороненными седиментационными рассолами, восходящую фильтрацию металлоносного флюида к поверхности и рудоотложение в результате его смешения с метеорными водами или поверхностными эвапоритовыми рассолами [12, 16, 29]. Особенности состава полиметаллического оруденения Хай и Надежды, а именно, преимущественно вкрапленный характер рудной минерализации, присутствие существенных количеств марказита, преобладание Zn над Pb, относительно невысокие содержания Ba и Ni, высокие концентрации S в пирите и низкие Fe и Cd в сфалерите могут указывать, исходя из существующих генетических моделей [7, 26, 28], на относительно малоглубинный и низкотемпературный характер рудообразующего флюида, сформированного

## 2. Состав основных сульфидов полиметаллических рудопоявлений Приколымского террейна по результатам микронзондового анализа (в массовых долях, %)

Минералы	Fe	S	As	Co	Ni	Cu	Sb	Zn	Cd
<i>Рудопоявление Хая</i>									
Пирит	44,00	50,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—
	—	—	—	—	—	—	—		
	48,30	56,36	0,46	0,37	0,27	0,32	0,05		
Халькопирит	30,16	34,88	0,00	0,00	0,00	28,00	0,00	—	—
	—	—	—	—	—	—	—		
	33,19	36,31	0,30	0,01	0,03	32,91	0,02		
Сфалерит	2,03	31,50	—	—	—	—	—	60,44	0,00
	—	—						—	—
	2,60	32,35						60,71	0,06
<i>Рудопоявление Опыт</i>									
Пирит	43,72	47,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—
	—	—	—	—	—	—	—		
	47,69	56,01	0,04	0,05	0,93	0,12	0,08		
Халькопирит	29,56	34,35	0,00	0,00	0,00	29,44	0,00	—	—
	—	—	—	—	—	—	—		
	31,72	35,71	0,37	0,24		33,08	0,01		
Сфалерит	1,45	33,13	—	—	—	—	—	64,02	0,56
	—	—						—	—
	1,71	33,71						64,13	0,68

## 3. Этапы и стадии минералообразования и минеральные ассоциации рудопоявления Хая

Этап	Ассоциация	Минералы
I. Метаморфогенный		Карбонат, кварц, мусковит, графит, сфен
II. Дорудный гидротермальный	Пирит-марказитовая	Пирит I, марказит
III. Рудный гидротермальный	Пирротин-сфалеритовая	Пирротин-сфалерит I
	Сфалерит-халькопиритовая	Пирит II, сфалерит II, халькопирит, халькозин, тетраэдрит
IV. Гипергенный	Гидроокислов железа	Лимонит

в условиях скорее диа-, чем катагенеза. Сходство минерального, химического состава руд и рудных минералов подтверждает правомерность объединения стратиформных полиметаллических проявлений в карбонатных толщах Приколымского террейна в единый рудный комплекс. Вновь выявленные проявления стратиформной минерализации на территории Приколымья могут дать крупнообъемные месторождения Pb, Zn, Cu с попутным Cd.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геодинамика*, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. — Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 573–981.
2. *Давыдов Ю.В.* Металлогенические этапы формирования стратиформного оруденения Якутии // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 12–15.
3. *Давыдов Ю.В.* Эпигенез карбонатных пород в системе «рудная залежь–вмещающие породы» на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях (Саха-Якутия) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 427–434.
4. *Давыдов Ю.В.* Бифациальная генетическая модель стратиформных месторождений Якутии // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 73–76.
5. *Давыдов Ю.В., Чиряев А.Г., Костин А.В., Соболев А.Е.* Стратиформное оруденение Якутии (свинец, цинк, медь) // Стратиформное оруденения Якутии. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С. 5–24.
6. *Добровольская М.Г.* Свинцово-цинковое орудение (рудные формации, минеральные парагенезисы, особенности рудообразования). — М.: Наука, 1989.
7. *Донец А.И., Тихонов В.С.* Гидродинамическая модель рудообразующих систем стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах // Руды и металлы. 2001. № 6. С. 65–72.
8. *Костин А.В.* Элементы-примеси в сфалерите и галените стратиформных месторождений свинца и цинка Восточной Якутии // Стратиформное оруденения Якутии. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С. 39–53.
9. *Костин А.В., Тыллар В.И.* Сингенетический пирит стратиформных свинцово-цинковых месторождений Кыллахской и Каменской рудоносных площадей // Минералого-геохимические аспекты магматизма и оруденения Якутии. — Якутск: Научный центр СО РАН, 1993. С. 171–176.
10. *Костин А.В., Зайцев А.И., Попов А.К., Тыллар В.И.* Изотопный состав свинца галенитов, вопросы генезиса и возраста стратиформных месторождений Восточной Якутии // Минералого-геохимические аспекты магматизма и оруденения Якутии. — Якутск: Научный центр СО РАН, 1993. С. 158–171.
11. *Моросанова С.А., Прохорова Г.В., Семеновская Е.Н.* Методы анализа природных и промышленных объектов. — М.: Изд-во МГУ, 1988.
12. *Павлов Д.И., Горжевский Д.И., Голева Г.А.* и др. Сопряженность рудо- и нефтеобразующих систем в осадочных бассейнах и прогноз рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1991. № 5. С. 39–45.
13. *Перельман А.И.* Геохимия. — М.: Высшая школа, 1989.
14. *Потапова Э.П.* О железорудном месторождении Победное // Геология рудных месторождений. 1959. № 3. С. 89–102.
15. *Ручкин Г.В., Донец А.И., Конкин В.Д.* Свинцово-цинковые месторождения осадочных бассейнов // Отечественная геология. 1993. № 7. С. 69–73.
16. *Рыженко Б.Н., Крайнов С.Р.* Генезис Pb-Zn стратиформных месторождений в карбонатных породах с гидрогеохимической точки зрения // Геохимия. 2004. № 5. С. 544–568.
17. *Справочное пособие по стратиформным месторождениям* // Под ред. Л.Ф.Наркелюна, А.И.Трубачева. — М.: Недра, 1990.
18. *Ткаченко В.И., Березнер Д.С.* Позднерифейский рифтогенный терригенно-вулканогенный комплекс Восточного Приколымья // Отечественная геология. 1995. № 2. С. 37–44.
19. *Ткаченко В.И., Щербакова И.П.* О строении и метаморфизме докембрия Приколымья // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 74–87.
20. *Токова Е.Э., Ворошин С.В.* Состав и парагенезисы арсенопирита в месторождениях и вмещающих породах Верхне-Колымского региона (к интерпретации генезиса сульфидных ассоциаций). — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2007.
21. *Шшишкин В.А.* Метаморфический комплекс Приколымского поднятия. — М.: Наука, 1979.
22. *Шшикерман В.И.* Полиметаллическое оруденение Омурского поднятия (Северо-Восток СССР). — Владивосток: ДВО АН СССР, 1987.
23. *Шшикерман В.И.* Стратиформное оруденение центральной части Северо-Востока России // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 5–20.
24. *Шшикерман В.И.* Домеловая минерация Северо-Востока Азии. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.
25. *Щербакова И.П., Березнер О.С., Беус В.А., Ткаченко В.И.* Дорифейский метаморфический комплекс в Приколымье // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50. — Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 75–76.
26. *Appold M.S., Zachary J.W.* Composition of Ore Fluid Inclusions from the Viburnum Trend, Southeast Missouri District, United States: Implication for Transport and Precipitation Mechanisms // Economic Geology. Vol. 106. № 1. 2011. Pp. 55–78.
27. *Kucha H., Schroll E., Raith J.G., Halas S.* Sphalerite Formation in Carbonate-Hosted Zn-Pb Ores, Bleiberg, Austria: Micro- to Nanotextural and Sulfur Isotope Evidence // Economic Geology. Vol. 105. № 5. 2010. Pp. 1005–1023.
28. *Shelton K.L., Gregg J.M., Johnson A.W.* Replacement Dolomites and Ore Sulfides as Records of Multiple Fluids and Fluid Sources in the Southeast Missouri Mississippi valley-Type District: Halogen-<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr- $\delta^{18}$ O- $\delta^{34}$ S Systematics in the Bonnetterre Dolomite // Economic Geology. Vol. 104. № 5. 2009. Pp. 733–748.
29. *Wilkinson J.J.* A Review of Fluid Inclusion Constrains on Mineralization in the Irish Ore Field and Implications for the Genesis of Sediment-Hosted Zn-Pb Deposits // Economic Geology. Vol. 105. № 2. 2010. Pp. 417–442.

## О строении и составе толщи илов Сакского озера (Крым)

Ю.В.ПОПОВ (Южный федеральный университет; 344006, г. Ростов-на-Дону, ул. Б. Садовая, 105/42), О.А.ГУЛОВ, В.И.ВАСЕНКО (Сакская гидрогеологическая режимно-эксплуатационная станция; 296500, Республика Крым, г. Саки, ул. Курортная, 4)

Приведены данные о строении и составе толщи сульфидных илов Сакского озера. Установлено соответствие илов нижних неэксплуатируемых горизонтов всем кондициям, установленным для лечебных грязей Сакского месторождения. При этом содержания большинства микроэлементов, в том числе обладающих высокой биологической активностью селена и молибдена, повышаются в нижнем уровне толщи, что позволяет предполагать более высокий терапевтический потенциал глубоких горизонтов грязевой залежи.

*Ключевые слова:* пелоиды, лечебные грязи, Сакское озеро, селен.

Попов Юрий Витальевич, popov@sfedu.ru

Гулов Олег Ахтамович

Васенко Валерий Иванович

## On the structure and composition of the silt strata of Lake Saki (Crimea)

Yu.V.POPOV, O.A.GULOV, V.I.VASENKO

The data about the structure and composition of sulfide silt strata of Lake Saki are presented. The compliance of lower unexploited horizons silt with all condition set for therapeutic mud of Saki deposit is established. In this case, content of most trace elements (including those with high biological activity selenium and molybdenum) increase in the lower layer strata, suggesting a high therapeutic potential of deep horizons of mud deposit.

*Key words:* peloids, therapeutic mud, Lake Saki, selenium.

Изучение сульфидных илов лиманов и озер Западного побережья Крыма и Керченского полуострова представляет интерес как с практической точки зрения — приращения запасов кондиционных лечебных грязей (пелоидов) и получения информации о специфике их состава, так и в плане уточнения представлений о природных условиях и закономерностях их формирования.

Одним из интересных и наиболее изученных в этом отношении объектов служат илы высокоминерализованного Сакского озера, расположенного в Крыму в пределах города-курорта Саки на побережье Каламитского залива. Озеро возникло путем отделения песчано-галечной пересыпью небольшого лимана от акватории Черного моря; отделение произошло, судя по палеолимнологическим исследованиям, в интервале от 5,2 до 5,6 тыс. лет назад [8]. Сезонный режим питания паводковыми водами, интенсивное испарение в жаркие периоды, биохимические реакции в водной среде обусловили ряд специфических особенностей при формировании донных осадков в этом водоеме. Несмотря на более чем двухсотлетнюю историю изучения, в геохимическом отношении указанные отложения недостаточно охарактеризованы. В большей мере объектом исследований являлись донные осадки из верхней части толщи, которые традиционно использовались в бальнеологических целях. Донные отложения грязевой залежи в интервале от 1,5 до 3,5 м от поверхности были

изучены относительно слабо. Причиной послужила ошибочная интерпретация имевшихся на то время данных об особенностях строения толщи и изменении с глубиной физико-химических характеристик донных отложений. При проведении детальных геологоразведочных работ и утверждении запасов лечебных высокоминерализованных сульфидных грязей Сакского месторождения была принята их мощность (априори) в Восточном водоеме — 0,58, 0,65 и 0,97 м, а в Западном — 0,99 м (Протокол ГКЗ Украины № 629 от 07.11.2001 г.).

Сакское соленое озеро со второй половины XIX в. не является единым природным образованием из-за различного рода хозяйственной деятельности (организация грязелечения, солепромыслов и химического производства). В настоящее время озеро разделено дамбами на семь водоемов. Два из них (Восточный и Западный) — соленые, лечебные, а пять выполняют защитную роль от паводковых и сточных вод (рис. 1). Гидротехнические сооружения (в виде двух насосных станций, морского и Михайловского каналов) позволяют регулировать водный и солевой режим в лечебных водоемах, что обеспечивает их защиту от высыхания и распреснения, а также поддерживать гидрологические, гидрохимические и биологические параметры, которые близки к природным характеристикам галинных озер прибрежно-морского типа.

Системное изучение Сакского озера и соленых озер

Крыма в целом проведено в 1930–1960 гг. по инициативе академиков Н.С.Курнакова и П.И.Преображенского. А.И.Дзенс-Литовским была создана методика и разработаны основы геологического и гидрогеологического изучения соленых озер, подсчитаны в них запасы гидроминеральных ресурсов (лечебных грязей, рапы, пластовых залежей соли). По результатам полевых работ в 1930–1931 гг. впервые были построены геологические разрезы и дана характеристика донных отложений в Сакском озере. В последующие годы существенный вклад в изучение озера внесен специалистами Сакской гидрогеологической режимно-эксплуатационной станции, созданной на базе открытой в Саках в 1926 г. контрольно-наблюдательной станции.

Авторами статьи, участвовавшими в разного рода работах по изучению Сакского озера в 2010–2013 гг., получены новые данные о геологическом строении и, с применением прецизионных методов исследований, минеральном и химическом составе осадков.

**Методика исследований.** Исходными фактическими материалами послужили работы, выполненные сотрудниками Сакской гидрогеологической режимно-эксплуатационной станции в 2010 г. по рекогносцировочному картированию грязевой залежи в Восточном лечебном водоеме Сакского озера. Работы включали опробование в 521 пунктах с помощью специального пробоотборника, который обеспечивал извлечение донных отложений в заданном интервале грязевой залежи. Дополнительные данные по изучению донных отложений были получены при проведении работ летом 2013 г. с участием специалистов Южного федерального университета.

Комплекс лабораторно-аналитических исследований включал проведение полных анализов состава пелоидов на базе химико-аналитической лаборатории Сакской гидрогеологической станции в соответствии с методическими рекомендациями [1] и изучение минерального и элементного составов. Минеральный состав изучался с применением растрового электронного микроскопа VEGA II LMU с системой рентгенофлуоресцентного энергодисперсионного микроанализа INCA ENERGY 450/XT, рентгенофазовый анализ с применением дифрактометра общего назначения ДРОН-7, синхронный термический анализ в воздушной и гелиевой атмосфере — на установке STA 449 C Jupiter (комплекс исследований выполнен на базе Центра коллективного пользования научным оборудованием «ЦИМС» ЮФУ, г. Ростов-на-Дону). Элементный состав определялся методами ICP-MS на масс-спектрометрах ELAN-DRC-6100 и ELEMENT-2, содержание ртути определено методом атомно-абсорбционной спектрометрии холодного пара (на базе лабораторий ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург). Удельная активность радионуклидов измерена инструментальным гамма-спектрометрическим методом радионуклидного анализа с использованием спектрометра гамма-излучения «Прогресс-гамма» (в отдельной лаборатории ядерной физики и радиационной экологии НИИ Физики ЮФУ, г. Ростов-на-Дону).

**Геологическое строение и состав иловой толщи.** Полученные при картировании в 2010 г. результаты в целом подтвердили данные ранних исследований (Н.С.Курнаков, А.И.Дзенс-Литовский и др.) о строении грязевой залежи (рис. 2). Разрез эксплуатируемой

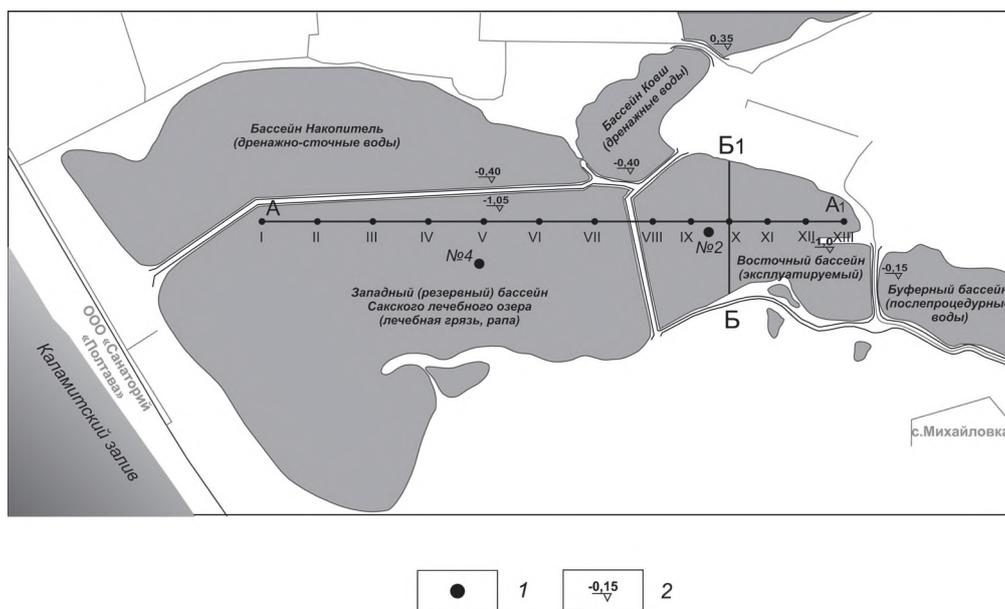


Рис. 1. Схема водоемов Сакского озера, положение основных пунктов опробования:

1 — мониторинговые точки; 2 — отметки уровня воды; линии геологического профиля опробования донных отложений в: А-А<sub>1</sub> — 1931 и Б-Б<sub>1</sub> — 2010 гг.

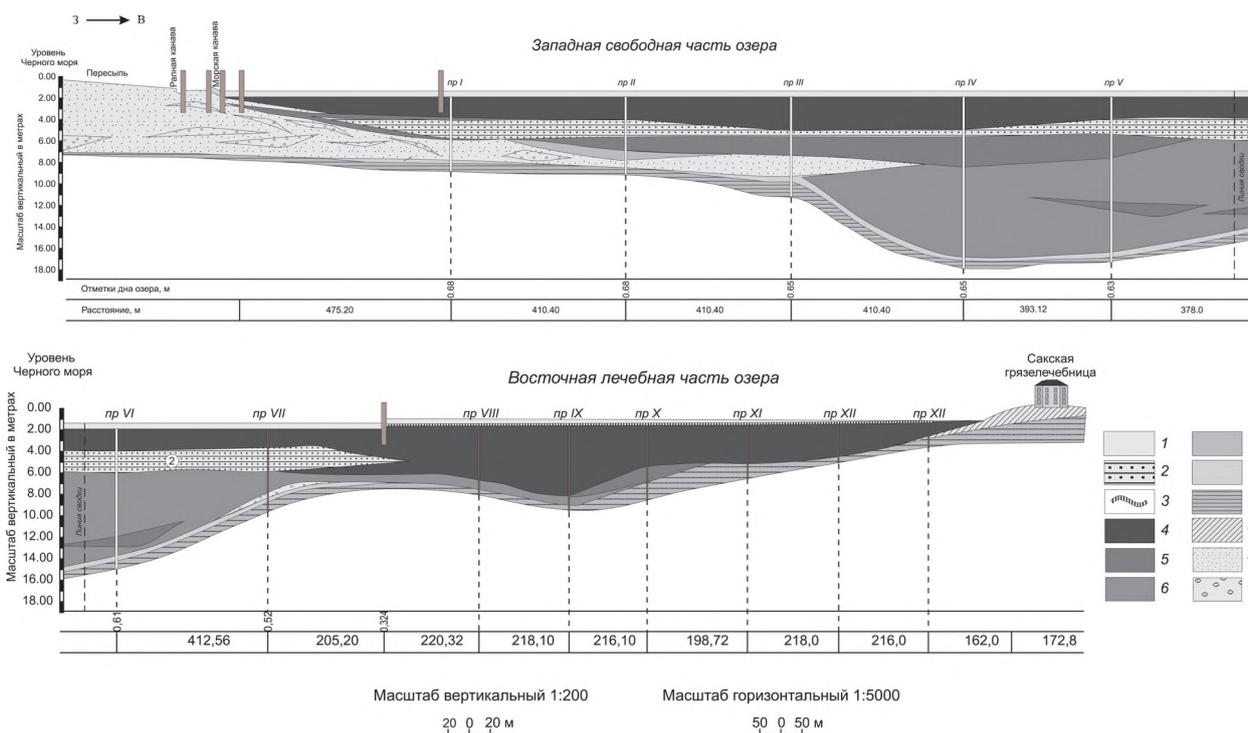


Рис. 2. Строение и состав донных отложений Сакского озера, по материалам А.И.Дзенс-Литовского, 1931:

1 — рапа; 2 — соль; 3 — гипсовая корка; ил: 4 — черный, 5 — темно-серый, 6 — стально-серый, 7 — желтоватый; глина: 8 — серовато-зеленая и 9 — красно-бурая; 10 — суглинок; 11 — песок с галькой; 12 — гравий

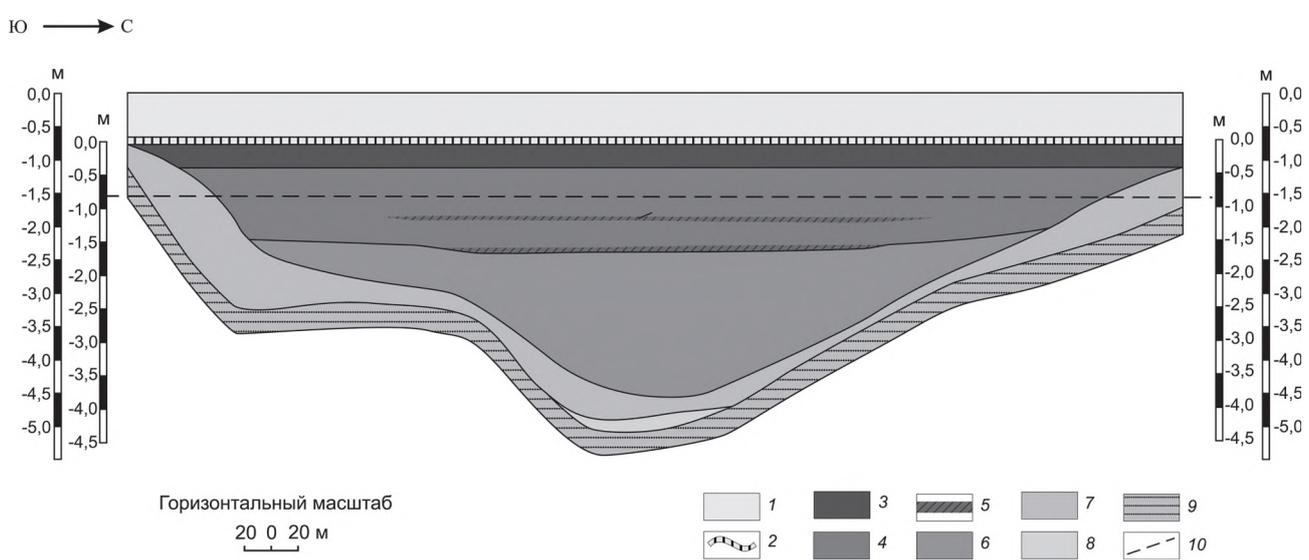


Рис. 3. Фрагмент разреза центральной части Восточного лечебного водоема Сакского озера, по материалам работ ДП «Сакская ГПЭС», 2010:

1 — слой озерной рапы; 2 — верхняя гипсовая корка; 3 — близповерхностные черные илы грязевой залежи; 4 — полосчатые темно-серые и светло-серые илы; 5 — уплотненный «реперный» слой темных илов с повышенным содержанием мелкокристаллического гипса; 6 — тонко-полосчатые, контрастно-слоистые, пластичные «реликтовые» илы глубоких горизонтов грязевой залежи; 7 — светло-серые илы с повышенным содержанием песчаной и глинистой фракции; 8 — морские песчано-глинистые отложения с большим содержанием органических остатков и раковин моллюсков; 9 — коренные породы палеоречной долины; 10 — граница подсчета утвержденных запасов лечебных грязей

иловой толщи Восточного озера представлен сверху вниз следующими основными горизонтами: гипсовая «корка» с водорослевым «войлоком» мощностью до 0,15 м; горизонт черных и темно-серых илов (эксплуатируемый горизонт лечебных грязей) на глубинах от 0,1 до 1,1 м; горизонт плотных темно-серых илов, обогащенных мелкокристаллическим гипсом мощностью 0,2–0,4 м (содержание гипса составляет до 50% и более, иногда он образует прослойки мощностью от 1 до 7 см); илы контрастно-полосчатые, тонкослоистые, мощностью до 2,8 м (в пределах участка эксплуатации), залегающие на подстилающих

терригенно-глинистых породах с остатками лагунной и морской фауны (рис. 3). Горизонт гипсоносных илов, по простиранию переходящий в Западной котловине в слой соли, разделяет по вертикали грязевую залежь на два литологических яруса: верхний, илы которого составляют эксплуатируемую толщу, и нижний — потенциально продуктивный. Илы нижнего литологического яруса выполняют фрагмент палеоречной долины, в профиле которой по левому борту хорошо выражена древняя терраса, а по правому — пологий склон. По простиранию залежь имеет выдержанную мощность вдоль протяженности

### 1. Физико-химическая характеристика грязи в Восточном бассейне

Состав и свойства грязи			Состав грязевого раствора (отжима)			
	% на сырую грязь	% на сухое вещество		г/дм <sup>3</sup>	мг-экв	мг-экв %
<b>А. Жидкая фаза</b>			<b>Катионы</b>			
1. Вода	39,69		Аммоний NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,02	1,11	0,04
2. Растворенные соли	6,89	11,42	Калий K <sup>+</sup>	1,8	46,04	1,54
Сумма жидкой фазы	46,58	11,42	Натрий Na <sup>+</sup>	52,27	2272,64	75,85
<b>Б. Твердая фаза</b>			<b>Магний Mg<sup>2+</sup></b>			
<b>а. Кристаллический скелет, в том числе:</b>	<b>26,44</b>	<b>43,84</b>	Кальций Ca <sup>2+</sup>	0,98	48,9	1,63
Фосфат кальция Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	0,07	0,12	Железо закисное Fe <sup>2+</sup>	0,0002	—	—
Гипс CaSO <sub>4</sub> ×2H <sub>2</sub> O	17,79	29,50	Железо окисное Fe <sup>3+</sup>	0,00004	—	—
Карбонат кальция CaCO <sub>3</sub>	6,45	10,69	<b>Сумма катионов</b>	<b>62,70</b>	<b>2996,16</b>	<b>100,00</b>
Карбонат магния MgCO <sub>3</sub>	2,13	3,53	<b>Анионы</b>			
<b>Глинистый остов:</b>	<b>19,46</b>	<b>32,27</b>	Хлорид Cl <sup>-</sup>	93,88	2647,94	88,38
Силикатные частицы (>0,25 мм)	0,003	0,005	Бромид Br <sup>-</sup>	0,37	4,63	0,15
Силикатные частицы (0,25–0,10 мм)	0,57	0,94	Иодид I <sup>-</sup>	0,002	0,02	—
Силикатные частицы (0,10–0,01 мм)	11,33	18,79	Сульфат SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	16,13	335,83	11,21
Силикатные частицы (0,01–0,001 мм)	7,56	12,54	Гидрокарбонат HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,47	7,70	0,26
<b>б. Гидрофильный коллоидный комплекс, в том числе:</b>			Карбонат CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	—	—	—
Силикатные частицы (<0,001мм)	2,7	4,48	Нитрит NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0,00045	0,01	—
Сульфиды железа FeS	0,62	1,03	Нитрат NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,002	0,03	—
в том числе H <sub>2</sub> S	0,24	0,4	<b>Сумма анионов</b>	<b>110,85</b>	<b>2996,16</b>	<b>100,0</b>
<b>Объемный вес, г/см<sup>3</sup></b>	1,612		Общая минерализация, г/дм <sup>3</sup>		173,55	
<b>Соппротивление сдвигу, дн/см<sup>2</sup></b>	2820		рН раствора		7,65	
<b>рН грязи</b>	7,47		Борная кислота H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub> , мг/дм <sup>3</sup>		228,8	
<b>Eh, mV</b>	–270,0		Окисляемость, мг O <sub>2</sub> /дм <sup>3</sup>		76,67	
<b>Содержание подвижных Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup>, мг/100 г сухого вещества</b>	149,0/763,0		Сухой остаток, г/дм <sup>3</sup>		173,5	
<b>Теплоемкость грязи, кал/г град</b>	0,52		Формула химического состава (формула Курлова)		$M173,5 \frac{Cl88}{Na76Mg21} pH7,45$	

Примечание. 15.08.2012 г., мониторинговая точка №2, интервал опробования 0–60 см.

## 2. Физико-химическая характеристика грязи в Западном бассейне

Состав и свойства грязи			Состав грязевого раствора (отжима)			
	% на сырую грязь	% на сухое вещество		г/дм <sup>3</sup>	мг-экв	мг-экв %
<b>А. Жидкая фаза</b>			Катионы			
1. Вода	6,81	11,89	Аммоний NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,02	1,11	0,04
2. Растворенные соли	49,55	11,89	Калий K <sup>+</sup>	1,5	38,36	1,39
Сумма жидкой фазы			Натрий Na <sup>+</sup>	47,09	2047,4	74,23
<b>Б. Твердая фаза</b>			Магний Mg <sup>2+</sup>			
<b>а. Кристаллический скелет, в том числе:</b>	<b>17,28</b>	<b>30,18</b>	Кальций Ca <sup>2+</sup>	0,88	43,91	1,59
Фосфат кальция Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	0,08	0,14	Железо закисное Fe <sup>2+</sup>	0,00008	—	—
Гипс CaSO <sub>4</sub> ×2H <sub>2</sub> O	5,85	10,22	Железо окисное Fe <sup>3+</sup>	0,00002	—	—
Карбонат кальция CaCO <sub>3</sub>	8,64	15,09	<b>Сумма катионов</b>	<b>57,12</b>	<b>2758,25</b>	<b>100,00</b>
Карбонат магния MgCO <sub>3</sub>	2,71	4,73	Анионы			
<b>Глинистый остов:</b>	23,01	40,18	Хлорид Cl <sup>-</sup>	85,63	2415,24	87,57
Силикатные частицы (>0,25 мм)	0,01	0,02	Бромид Br <sup>-</sup>	0,34	4,26	0,15
Силикатные частицы (0,25–0,10 мм)	0,07	0,12	Иодид I <sup>-</sup>	0,0014	0,01	0,0
Силикатные частицы (0,10–0,01 мм)	12,07	21,08	Сульфат SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	16,03	333,75	12,1
Силикатные частицы (0,01–0,001 мм)	10,86	18,96	Гидрокарбонат HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,18	2,95	0,11
<b>б. Гидрофильный коллоидный комплекс, в том числе:</b>			Карбонат CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0,06	2,0	0,07
Силикатные частицы <0,001мм	4,34	7,58	Нитрит NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0,0007	0,02	0,0
Сульфиды железа FeS	0,44	0,68	Нитрат NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,0013	0,02	0,0
в том числе H <sub>2</sub> S	0,15	0,26	<b>Сумма анионов</b>	<b>102,24</b>	<b>2758,25</b>	<b>100,0</b>
<b>Объемный вес, г/см<sup>3</sup></b>	1,577		Общая минерализация, г/дм <sup>3</sup>		159,4	
<b>Сопrotивление сдвигу, дн/см<sup>2</sup></b>	3495		рН раствора		7,8	
<b>рН грязи</b>	7,4		Борная кислота H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub> , мг/дм <sup>3</sup>		228,8	
<b>Еh, mV</b>	-273,0		Окисляемость, мг O <sub>2</sub> /дм <sup>3</sup>		99,3	
<b>Содержание подвижных Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup>, мг/100 г сухого вещества</b>	297,0/541,0		Сухой остаток, г/дм <sup>3</sup>		162,2	
<b>Теплоемкость грязи, кал/г град</b>	0,54		Формула химического состава (формула Курлова)		$M159,4 \frac{C188}{Na74Mg23} pH7,71$	

Примечание. 21.08.2012 г., мониторинговая точка № 4, интервал опробования 0–60 см.

## 3. Формулы состава рапы и иловых вод Сакского озера

Бассейн озера	Формула состава рапы	Формула иловых вод
Западный	$M232 \frac{C186(SO_4)_n}{(Na+K)78Mg21Ca1} pH8,00$	$M159 \frac{C189(SO_4)_n}{(Na+K)76Mg23Ca1} pH7,8$
Восточный	$M134 \frac{C189(SO_4)_n}{(Na+K)77Mg21Ca2} pH7,65$	$M174 \frac{C188(SO_4)_n}{(Na+K)77Mg21Ca2} pH7,56$

древнего русла. С учетом опубликованных данных обследования донных отложений в 1930-е годы [5] их мощность постепенно увеличивается к морской пере-сыпи (в отдельных участках до 14–15 м).

Покрывающая иловую толщу гипсовая корка начала формироваться с 1894 г., когда была возведена дамба.

В настоящее время она залегает в виде сплошного панциря, на поверхности имеющего округлые в плане вздутия и понижения мощностью до 15–20 см, возникшие за счет образующихся при кристаллизации гипса напряжений и воздействия выделяющихся из подстилающих илов газов. Представлена копьевидны-

#### 4. Нормативные показатели для лечебных глубоких горизонтов грязей Сакского озера

Показатель	Размерность	Кондиции*	Нормы**	Пелоиды из различных горизонтов залежи в лечебных водоемах Сакского озера		
				Западный	Восточный	
					-0,0 ... -1,0 м	-0,1 ...-1,0 м
<i>Физико-химические</i>						
Массовая доля влаги	%	30–60	25–75	40–45	35–40	30–40
Засоренность минеральными частицами >0,25 мм	% от естественного вещества (в сырье)	≤5%	≤5%	1,0–2,5	1,5–3,5	до 0,50
Засоренность минеральными частицами >5,0 мм				Отсутствуют		
Сопротивление сдвигу (для процедур)	Па	150–400	150–1200	400–600	400–500	500–700
Минерализация грязевого раствора	г/дм <sup>3</sup>	110–170	—	150–170	160–180	250–300
Объемный вес	г/дм <sup>3</sup>	1,3–1,9	—	1,60–1,75	1,65–1,75	1,7–1,8
FeS	%	0,2–1,1	—	0,4–0,7	0,4–0,5	0,7–0,8
H <sub>2</sub> S	%	0,10–0,50	—	0,15–0,25	0,15–0,20	0,25–0,30
pH	единица pH	6,5–8,5	—	7,2–7,7	7,4–7,5	7,3–7,4
Eh	mV	-170...-350	—	-170...-350	-170...-200	-150...-170
<i>Санитарно-микробиологические</i>						
Общее микробное число	КОЕ/г***	<500 000	<500 000	3000–200 000	5000–300 000	5000–7000
Титр лактозоположительных кишечных палочек (ЛКП)	КОЕ/10 г	>10	>10	>10	>10	>10
Титр клостридий	КОЕ/0,1 г	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1
Патогенные стафилококки	КОЕ/10 г	Отсутствуют				
Синегнойная палочка (Pseudomonas aeruginosa)	КОЕ/10 г	Отсутствуют				
Термостабильные кишечные палочки (фекальные колиформы)	КОЕ/10 г	Отсутствуют				
Энерококки	КОЕ/10 г	Отсутствуют				
Индекс бактерицидности пелоидов (ИБП)	%	1–100	1–100	1–100	1–100	1–100

*Примечание.* \*Кондиции, установленные для эксплуатируемых лечебных грязей Восточного водоема Сакского месторождения в 2000 г.; \*\*нормы к лечебным грязям, подготовленных к процедурам, утверждены Государственной комиссией по запасам для месторождений Украины в 2005 г.; \*\*\*колонию образующая единица.

ми кристаллами гипса размером 0,3–4 см, слабо сцепленных между собой и на поверхности связанными водорослями.

Минеральный состав илов, отобранных из горизонтов с глубин 0,4–0,6, 0,8–1,0 и 1,8–2,0 м в целом однотипный: глинистый остов, насыщенный обильными кристаллами гипса и, в меньшей степени, кристаллами кальцита, пирита, часто образующего микроконкреции (и других сульфидов железа, включая их гидрогели), зерен кварца алевролитовой размерности, Sr-содержащего барита. Иловая фракция образована агрегатами хлоритов (с переменным соотношением Fe-Mg) и иллитовых частиц. Минералогический состав глинистой фракции по результатам рентгенофазового анализа

диагностируется как преимущественно иллит-хлоритовый. По-видимому, в данном случае происходят процессы образования хлоритов за счет смектитов и гидрослюдов, типичные для восстановительных обстановок с щелочной средой и обогащенными магнием растворами [4].

В целом, пелоиды обоих бассейнов соответствуют высокоминерализованным, соленасыщенным, сильно- и средне-сильносольфидным, хлоридным, магниевым-натриевым иловым грязям. Физико-химическая характеристика илов приведена в таблицах 1 и 2. Анионно-катионный состав грязи на разных глубинах залежи Восточного бассейна не имеет значительных различий и отражает химический состав рапы (табл. 3).

5. Содержание микроэлементов (в ppm) в илах разных горизонтов Восточного бассейна Сакского озера

Проба	Li	Be	Ga	Sc	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	Se	Sr	Rb	Mo
C-2	35,6	1,27	11,4	7,94	52,2	57,9	9,8	26,4	13,2	45,7	1,08	<b>1,38</b>	509	58	1,24
C-6	37,8	1,28	12,8	9,03	59,3	65,9	12,4	30,2	14,3	53,6	1,34	<b>1,52</b>	802	59,8	1,91
<b>Проба</b>	<b>Ag</b>	<b>Cd</b>	<b>Sn</b>	<b>Sb</b>	<b>Ba</b>	<b>Pb</b>	<b>Bi</b>	<b>Y</b>	<b>Zr</b>	<b>Nb</b>	<b>Cs</b>	<b>La</b>	<b>Ce</b>	<b>Pr</b>	<b>Nd</b>
C-2	0,049	<0,1	1,36	2,79	256	13,7	0,21	16,8	118	8,34	2,52	19,6	41,6	4,7	18,1
C-6	0,048	0,11	1,61	0,62	324	15	0,27	18,9	161	9,24	2,55	24	49,6	5,5	20,5
<b>Проба</b>	<b>Sm</b>	<b>Eu</b>	<b>Gd</b>	<b>Tb</b>	<b>Dy</b>	<b>Ho</b>	<b>Er</b>	<b>Yb</b>	<b>Lu</b>	<b>Hf</b>	<b>Ta</b>	<b>W</b>	<b>Th</b>	<b>U</b>	<b>Au</b>
C-2	3,58	0,73	3,47	0,52	2,93	0,65	1,73	1,73	0,25	3,63	0,61	1,09	7,31	3,71	0,014
C-6	3,96	0,83	4,27	0,6	3,26	0,72	1,97	1,96	0,27	4,33	0,81	1,26	8,45	4,18	0,002

Примечание. C-2 (глубина 0,6 м), C-6 (глубина 2,0 м).

Изученные в Восточном бассейне пелоиды нижнего структурного яруса (глубже 1,5–1,9 м от поверхности дна) по своим физико-химическим параметрам близки к вышележащим и полностью удовлетворяют всем условиям, установленным для лечебных грязей Сакского месторождения (близповерхностного залегания) и могут квалифицироваться как соленасыщенные, высокоминерализованные, сильносульфидные лечебные грязи (табл. 4).

Элементный состав илов двух горизонтов Восточного бассейна (глубины 0,8 и 2,0 м) определен методами ICP-MS. Результаты измерений приведены в табл. 5. Надкларковые содержания (приводимые в ppm) установлены для: Li ~35–38, Sr ~500–800, Mo до ~1,9, Sb до ~2,8, Pb до ~15, Hf до ~4,3, Bi до ~0,3. При этом илы верхних горизонтов относительно обогащены сурьмой, а нижние — литием, молибденом, стронцием, гафнием, свинцом, висмутом, редкими землями. Не обсуждая в рамках данной статьи факторы, определяющие геохимическую специфику иловых отложений, отметим лишь, что авторы настоящей публикации впервые установили прецизионными измерениями содержание селена, значимого для пелоидов в силу его терапевтического эффекта [7] и предполагавшегося в сакских отложениях [3]: в илах с глубины 0,6 м его содержание составляет 1,38 ppm, с глубины 2,0 м — 1,52 ppm (при содержании в осадочных породах 0,49 ppm, в глинистых — 0,73 ppm [2]). Содержание ртути в пробе илов с глубины 0,6–0,8 м составило 0,037 ppm, с глубины 1,8–2,0 м — 0,033 ppm. Значения удельной активности естественных радионуклидов, определенное с погрешностью ≤10%, в илах с глубины 1,8–2,0 м составляют (в Бк/кг): <sup>226</sup>Ra 15,1, <sup>232</sup>Th 23,3 и <sup>40</sup>K 316,0.

В заключение следует отметить, что результаты исследований Сакского озера указывают на соответствие пелоидов нижних горизонтов всем условиям, установленным для лечебных грязей Сакского месторождения. При этом содержания большинства микроэлементов повышаются в нижнем уровне грязевой толщи, что позволяет предполагать более высокую биологическую активность не используемых в настоящее время глубоких горизонтов грязевой залежи. Прецизионные исследования состава пелоидов указывают на обнаружение в их составе ранее неподтвержденных высоких содержаний селена и молибдена, обладающих высокой биологической активностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахман В.И., Овсянникова К.А., Владковская А.Д. Методика анализа лечебных грязей (пелоидов). — М., 1963.
2. Григорьев Н.А. Распределение селена в верхней части континентальной коры // Труды Института геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого. 2012. № 159.

- С. 85–89.
3. *Гулов О.А., Васенко В.И., Маркович О.В.* Пелоиды разных генетических типов в Крыму // *Материалы научно-практической конференции «Грязелечение. Прошлое и настоящее», посвященной 180-летию курорта «Кюяльник» 17–18 октября 2013 г.* — Одесса, 2013. С. 13–15.
  4. *Дриц В.А., Косовская А.Г.* Глинистые минералы: слюды, хлориты. — М.: Наука, 1983.
  5. *Курнаков Н.С., Кузнецов В.Г., Дзенс-Литовский А.И., Равич М.И.* Соляные озера Крыма. — М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1936.
  6. *Лечебные грязи СССР: пояснительная записка к карте лечебных грязей СССР масштаба 1:8 000 000 / Центр. науч.-исслед. ин-т курортологии и физиотерапии // Под ред. В.В.Иванова, Л.С.Михеевой.* — М., 1977.
  7. *Решетник Л.А., Парфенова Е.О.* Биогеохимическое и клиническое значение селена для здоровья человека // *Микроэлементы в медицине.* 2001. Т. 2. № 2. С. 2–8.
  8. *Шостакович В.Б.* Иловые отложения Сакского озера как летопись климата // *Саки-Курорт. Вып. 1.* — Симферополь, 1935. С. 255–272.

## Системный анализ циклично построенных разрезов четвертичных глинистых и лессовых отложений

Т.Г.РЯЩЕНКО (Институт земной коры СО РАН; 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128)

С позиций системного анализа изучен циклично построенный геолого-литологический разрез Нижняя Буланка (Забайкалье). На основе данных о микроструктурных параметрах отложений выделены критерии их изменчивости и представлен возможный сценарий формирования; с использованием кластерного анализа Q-типа выполнено группирование образцов погребенных почв. В разрезе установлены содержания карбонатов, солей и гумуса, показатели пластичности, набухания, физико-химической активности погребенных почв, лессовых и глинистых отложений.

*Ключевые слова:* системный анализ, глинистые и лессовые отложения, погребенная почва, параметры микроструктуры, состав, свойства.

Рященко Тамара Гурьевна, ryashenk@crust.irk.ru

## System analysis of cycle cross section of quaternary clay and loess deposits

T.G.RYASHCHENKO

We used system analysis to study the cyclic geological and lithological cross section in Nizhnaya Bulanka (Transbaikalian Region). Data about the sediment microstructure properties allowed to determine the criteria for their variability and to suggest a pattern of their formation. Q-type cluster analysis was employed in grouping of buried soil samples. We determined carbonate, salt and humus content in the section, and plasticity, swelling and physico-chemical activity parameters of buried soil, clay and loess sediments.

*Key words:* system analysis, clay and loess deposits, buried soil, microstructure parameters, content, properties.

В основе методологии системных исследований лежат принципы целостности, взаимосвязи и взаимозависимости признаков. При этом системное представление геологического объекта включает перечень первичных (внутренних) и вторичных (внешних) компонентов [2]. Нередко под системным подходом понимается систематизация материала или комплексность исследований, но в этом случае «исчезают» целостность (результат единства внутренних и внешних признаков системы) и взаимозависимости.

Рассматриваются циклично построенные геолого-литологические разрезы четвертичных глинистых и лессовых отложений, содержащие горизонты погребенных почв, количество которых изменяется в широком диапазоне (от 2–3 до 10–15). Согласно представлениям Я.Е.Шаевича [14], здесь выделяются циклиты, объединяющие почвенный горизонт и субстрат, на котором этот горизонт образуется. При изучении таких разрезов одновременно собирается информация геологического, литологического и грунтоведческого характера, которая позволяет рассмотреть возможный сценарий формирования отложений и их признаков (выполняется оценка целостности системы) и взаимосвязи внутренних и внешних компонентов. Подобный метод был использован для обоснования расчленения разрезов «Мальта» [10], «Игетейский–Лог1» [7] (Верхнее Приан-

гарье), а также при сопоставлении лессовых толщ Беларуси и юга Восточной Сибири [11]. По нашему мнению, указанный подход к исследованию проблемных разрезов можно назвать системным анализом.

**Схема системного анализа циклично построенных разрезов.** Информационное содержание блоков схемы системного анализа показано на рис. 1. На первом этапе исследований составляется геолого-литологическая колонка с выделением геолого-генетических комплексов отложений на базе полевой документации и детального описания образцов в лабораторных условиях (опробование проводится через 0,2–0,4 м). Термин «геолого-генетический комплекс» (ГГК), который применяет автор, объединяет отложения одного генезиса и возраста и включает определенные литологические группы. Например, делювиальный верхнечетвертичный комплекс ( $dQ_3$ ) представлен лессовидными отложениями (ls) или эоловый нижнечетвертичный комплекс ( $vQ_1$ ) представлен лессами (lss). Этот термин был использован при инженерно-геологической характеристике кайнозойских образований [3]. На втором этапе выполняется комплекс лабораторных исследований; особый блок составляют результаты определения абсолютного возраста погребенных почв радиоуглеродным методом. Системный анализ завершается описанием (сценарием) условий формирования отложений и при-

знаков их микроструктуры, состава и свойств.

**Объект и методы исследования.** Разрез Нижняя Буланка в Забайкалье (Республика Бурятия, с. Большой Куналей) изучен в рамках регионального проекта 05-05-97234 (Р-байкал-а) «Цикличность эрозионно-аккумулятивных процессов и трансформация структуры эрозионной сети Байкальского региона». В расчистке мощностью 4,5 м вскрыт древний конус выноса, представленный отложениями делювиально-пролювиального комплекса, где визуальнo выделены 11 погребенных почвенных горизонтов — ппг (рис. 2). Опробование выполнено через 15–20 см, отобрано 40 образцов лессовидных супесей (ls), связных песков (ps\*\*) и суглинков (gln — верхи разреза) нарушенной структуры, 12 из них принадлежат современной и погребенным почвам. В колонке указаны значения календарного возраста почв, который определялся радиоуглеродным методом ( $^{14}\text{C}$ ) в лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода факультета географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета.

На основании датировок погребенных почв верхняя

часть разреза (интервал 0,0–2,0 м) сформировалась в голоцене (абс. возраст <10 000 лет назад), нижняя (интервал 2,0–4,5 м) — в конце позднечетвертичного периода (ппг 7 — 213–220 см, абс. возраст  $10\,920 \pm 160$ ; ппг 8 — 238–258 см, абс. возраст  $10\,990 \pm 160$ ,  $115\,30 \pm 230$ ; ппг 11 — 427–437 см, абс. возраст  $13\,270 \pm 190$ ). Следовательно, в разрезе вскрыт делювиально-пролювиальный верхнечетвертичный–голоценовый (современный) ГГК отложений — d-pQ<sub>3</sub><sup>3</sup>–Q<sub>4</sub>.

Таким образом, формирование глинистой и лессовой толщи носило циклический характер, что связано, по-видимому, с частыми изменениями климатических условий. Образование почв происходило в периоды потепления и увлажнения, а в периоды похолодания толща вместе с погребенными почвенными горизонтами промерзала. При повторном потеплении мерзлота деградировала, оставляя в качестве «визитной карточки» макропоры различных видов — каверны, зацепки, недоразвитые формы. Макропоры в виде трубочек и канальцев, часто с остатками корешков — следы растительного покрова.

В Приангарье лессовые покровы (dQ<sub>3</sub><sup>3</sup>) мощностью до

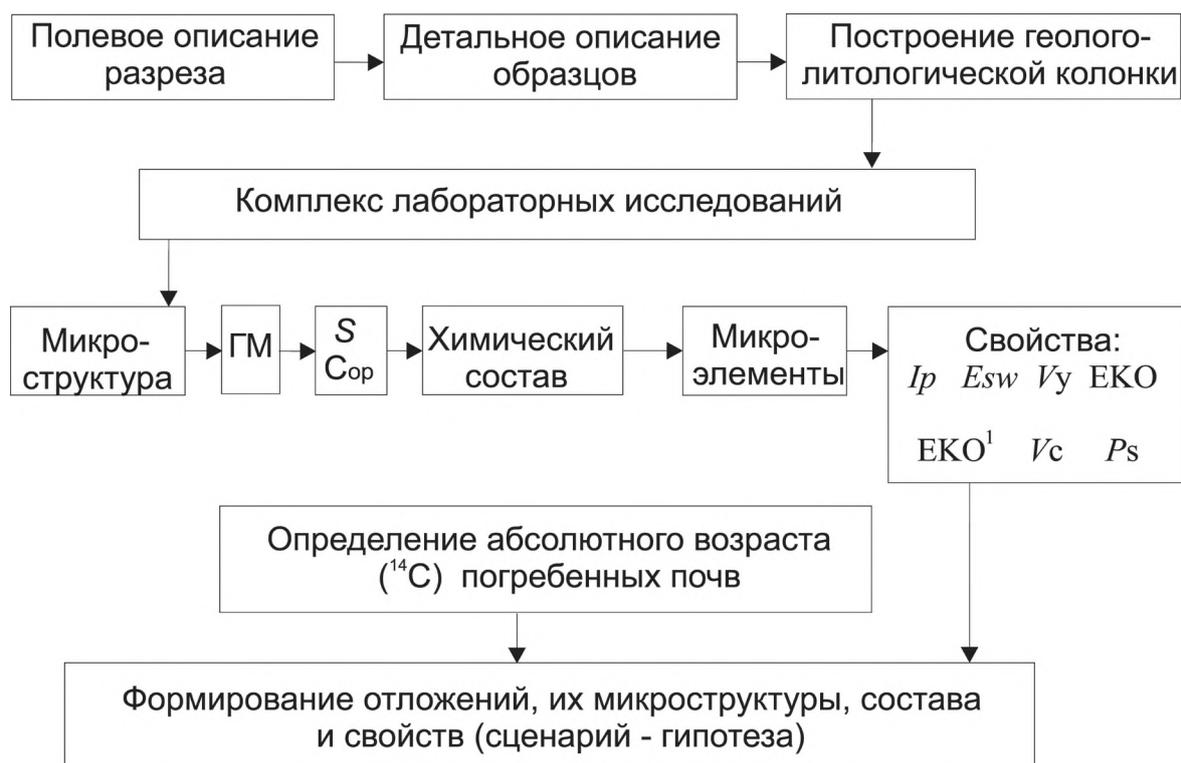


Рис. 1. Схема системного анализа циклично построенных разрезов глинистых и лессовых отложений:

ГМ — глинистые минералы; S — содержание водорастворимых солей, карбонатов, аморфных полоторных оксидов, подвижных форм оксида алюминия (по данным химического анализа водных, солянокислых и щелочных вытяжек образцов), Sop — содержание гумуса; Ip — число пластичности (в грунтоведении определяется для глинистых и лессовых отложений как разность между экспериментальными значениями верхнего и нижнего пределов пластичности, %); Esw — относительное набухание; Vu — объемная усадка; EKO — емкость катионного обмена образца, EKO<sup>1</sup> — то же, для фракции <0,001 мм; Vc — седиментационный объем; Ps — плотность минеральной части образца

20 м, залегающие на террасах Ангары и ее притоков (Иркут, Китой, Ока), содержат не более двух–трех погребенных почвенных горизонтов, причем нижний обычно отделяет пойменную фацию аллювия от вышележащих лессовых отложений [9]. Та же ситуация наблюдается в разрезах Ключево, Тологой и Засухино в Забайкалье (ключевой участок Улан-Удэ), где в пределах террасо-увалов вскрываются разновозрастные пролювиальные комплексы ( $pQ_{1-3}$ ) [8]. Здесь смена климатических условий при формировании перечисленных разрезов происходила значительно реже, чем в позднем плейстоцене–голоцене (разрез Нижняя Буланка). При накоплении исследованного делювиально-пролювиального комплекса перерывы, связанные с образованием почвенного покрова, происходили 11 раз. При этом определенную роль, возможно, играли неотектонические движения.

Лабораторные исследования отложений разреза

Нижняя Буланка включали весь комплекс, указанный в схеме системного анализа (см. рис.1). Микроструктурные особенности изучены автором с помощью нового метода «Микроструктура», что позволило применить программу «Кластер-анализ Q-типа» для классифицирования образцов разреза [6]. Кроме того, приведены краткие сведения о составе и некоторых свойствах погребенных почв, глинистых и лессовых отложений.

Метод «Микроструктура», разработанный в грунтоведческой группе Института земной коры СО РАН [6], основан на результатах гранулометрического анализа, который выполняется пипеточным способом с тремя вариантами подготовки образца [4]: агрегатной (взбалтывание в воде — разрушаются только водонестойчивые агрегаты), стандартной (кипячение с аммиаком — происходит частичное разрушение агрегатов) и дисперсной (кипячение с пирофосфатом натрия — достигается максимальное разрушение агрегатов). Затем рассчитываются коэффициенты

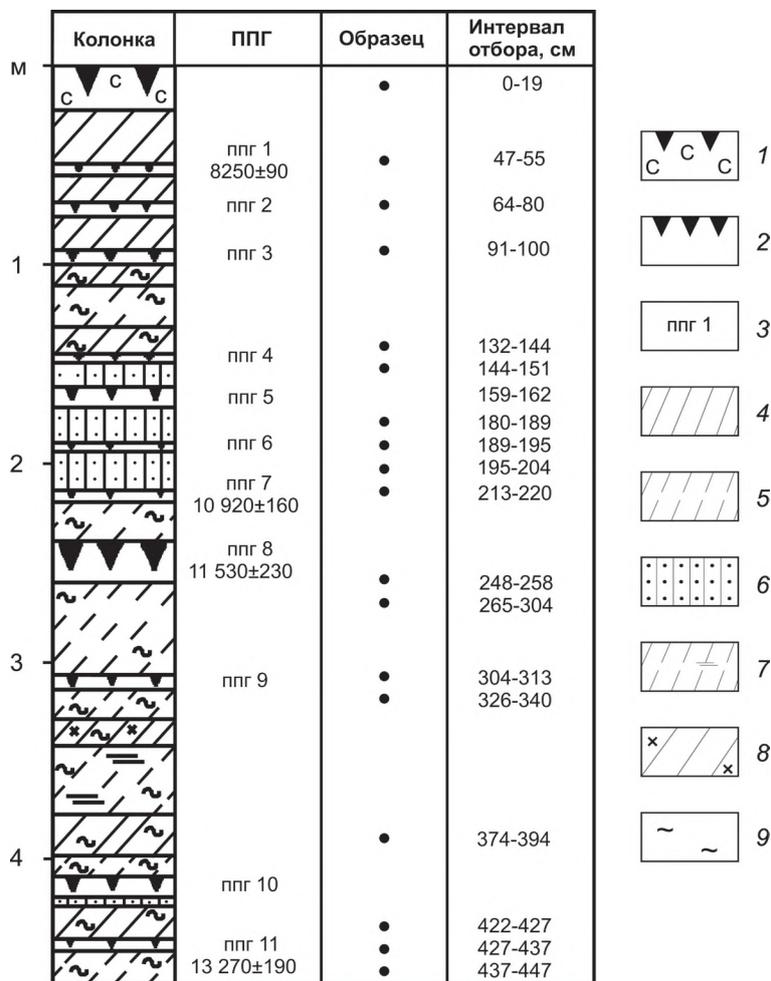


Рис. 2. Геолого-литологическая колонка — разрез Нижняя Буланка:

1 — современная почва; 2 — погребенный почвенный горизонт; 3 — номер погребенного почвенного горизонта (ппг); 4 — суглинок; 5 — супесь; 6 — связный песок; 7 — супесь слоистая; 8 — суглинок с включениями дресвы; 9 — отмечаются лессовые признаки; в разрезе указаны образцы, для которых определялся микроэлементный состав

микроагрегатности для шести фракций (мм): 1,00–0,25; 0,25–0,05; 0,05–0,01; 0,010–0,002; 0,002–0,001; <0,001 [6]. Коэффициент микроагрегатности — это разность содержаний фракций, полученных при дисперсной и агрегатной подготовке образца к анализу. Значения с отрицательным знаком показывают количество агрегатов соответствующей размерности (содержание фракции уменьшается за счет разрушения этих агрегатов), с положительным — содержание фракции в составе агрегатов (при их разрушении частицы меньших размеров освободились и составили «прибавку» соответствующей фракции) [6]. Далее ведутся специальные расчеты для получения 28 параметров микроструктуры отложений (табл. 1).

В зависимости от количества агрегатов (А, %) определяется тип микроструктуры:  $A \leq 10$  — скелетная;  $10 < A \leq 25$  — агрегированно-скелетная;  $25 < A \leq 40$  — скелетно-агрегированная;  $A > 40$  — агрегированная.

**Обсуждение результатов. Микроструктура.** Из 28 параметров микроструктуры (см. табл. 1) наиболее информативными оказались десять, которые отражали степень агрегированности отложений (А, А2, А3, Кгл), их реальную глинистость (М8, М7 — суммарное содержание глинистых частиц в свободном состоянии и в агрегатах), коэффициент свободы тонкоглинистой

(<0,001 мм) фракции (F6); кроме того, использованы сведения о содержании первичных (свободных) тонко-мелкопесчаных (М2), крупнопылеватых (М3) и мелкопылеватых (М4) частиц. Данные о содержании указанных параметров в исследованных образцах обработаны с помощью программы «Стандартная статистика» (табл. 2). Установлено, что к числу общих особенностей отложений относятся высокая степень агрегированности (тип микроструктуры скелетно-агрегированный, так как общее количество агрегатов в среднем составляет 30,4%, коэффициент глинистости 5,8), преобладание среди агрегатов тонко-мелкопесчаных (А2) разновидностей, господство крупнопылеватых (М3) первичных частиц, полностью свободных и в агрегатах не входящих, очень небольшое содержание первичных мелкопылеватых (М4) частиц и общая повышенная реальная глинистость (М8=19,7%) за счет тонкоглинистых фракций, которые почти полностью мобилизованы в агрегаты (F6=1,0). Коэффициенты вариации (V) подтверждают относительно слабую изменчивость в разрезе содержания крупнопылеватых (V=0,19) и глинистых (V=0,26) фракций. Остальные параметры микроструктуры имеют значительный тренд (V=0,33–1,55), что связано с присутствием погребен-

## 1. Параметры микроструктуры лессовых и глинистых грунтов (метод «Микроструктура»)

Индекс	Параметры, %	Индекс	Параметры, %
A	Общее количество агрегатов	M5–A	Частицы в агрегатах (0,002–0,001)
A1	Агрегаты — 1–0,25 мм	M6	Первичные частицы <0,001 мм
A2	Агрегаты — 0,25–0,05	M6–A	Частицы в агрегатах (<0,001)
A3	Агрегаты — 0,05–0,01	M7	Реальное содержание фракции <0,001 мм
A4	Агрегаты — 0,010–0,002	M8	Реальное содержание фракции <0,002 мм
A5	Агрегаты — 0,002–0,001	M9	Содержание фракции <0,002 мм по стандартной гранулометрии
M1	Первичные (свободные) частицы — 1,00–0,25 мм	Кгл	Коэффициент глинистости (M8 / M9), в долях единицы
M2	Первичные частицы — 0,25–0,05	M11	Общее содержание фракции 0,050–0,002 по стандартной гранулометрии
M2–A	Частицы в агрегатах (0,25–0,05)	F1	Коэффициент свободы фракции 1,00–0,25 мм
M3	Первичные частицы — 0,05–0,01	F2	Коэффициент свободы фракции 0,25–0,05
M3–A	Частицы в агрегатах (0,05–0,01)	F3	Коэффициент свободы фракции 0,05–0,01
M4	Первичные частицы — 0,010–0,002	F4	Коэффициент свободы фракции 0,010–0,002
M4–A	Частицы в агрегатах (0,010–0,002)	F5	Коэффициент свободы фракции 0,002–0,001
M5	Первичные частицы — 0,002–0,001	F6	Коэффициент свободы фракции <0,001 мм

## 2. Результаты статистической обработки данных о параметрах микроструктуры отложений разреза Нижняя Буланка (n=40)

П	A	A2	A3	M2	M3	M4	M7	F6	M8	Кгл
$x_{cp}$	30,4	20,9	9,0	24,5	42,5	2,0	16,5	1,0	19,7	5,8
$x_{min}$	15,6	0,0	0,0	0,1	14,3	0,1	9,0	0	10,6	2,4
$x_{max}$	55,3	48,0	23,2	66,7	56,2	7,2	26,4	5	31,6	60,0
$\sigma$	10,1	12,7	7,5	16,0	8,0	2,1	4,2	0,9	5,2	9,0
V	33	55	53	65	19	105	26	82	26	155

*Примечание.* П — статистические показатели:  $x_{cp}$ ,  $x_{min}$ ,  $x_{max}$  — среднее, минимальное, максимальное значения,  $\sigma$  — стандартное отклонение, V — коэффициент вариации (%); n — количество образцов.

ных почв.

Построены графики распределения в разрезе агрегатов и первичных частиц, причем сначала для всей совокупности образцов ( $n=40$ ), затем только для почв — современной и погребенных ( $n=12$ ).

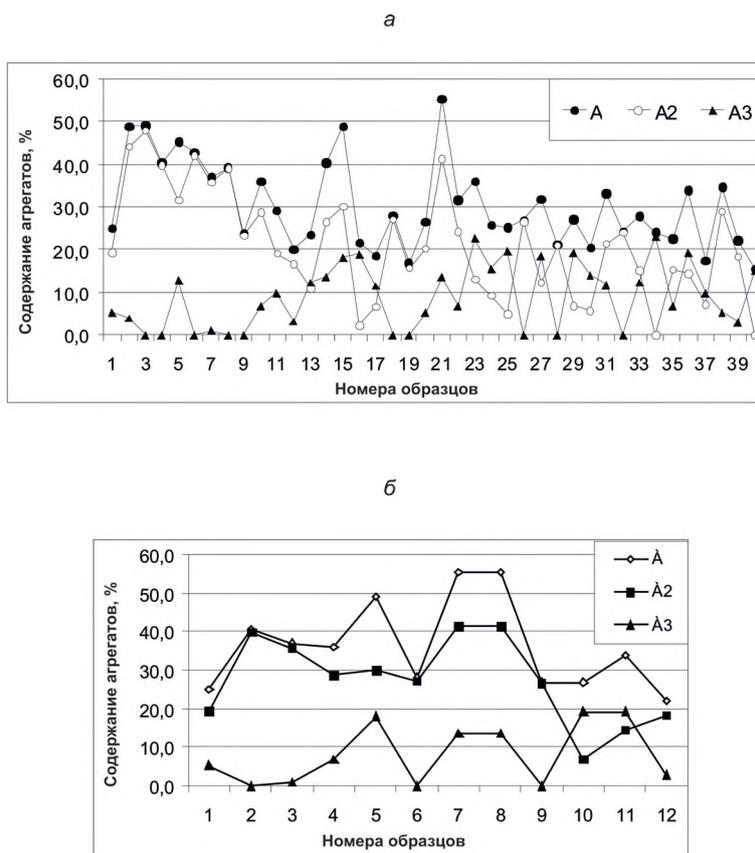
График изменения содержания агрегатов и их разновидностей в разрезе имеет пилообразный характер (нестационарный режим изменчивости) (рис. 3, а). Отмечается совпадение некоторых положительных и отрицательных пиков, реже — их асимметричность. Крупнопылеватые агрегаты часто являются антагонистами тонко-мелкопесчаных, в ряде образцов они вообще отсутствуют.

На графике для почв (см. рис. 3, б) можно выделить три участка: 1) образцы 2–6 (ппг 1–5, относятся к голоцену) с двумя положительными пиками, но в двух случаях отсутствуют крупнопылеватые агрегаты; 2) образцы 7–9 (ппг 6–8, относятся к верхнему плейстоцену) с двумя положительными пиками, при этом соответственно повышается содержание крупнопылеватых агрегатов; 3) образцы 10–12 (ппг 9–11) — отмечается понижение агрегированности, особенно сокращается

содержание тонко-мелкопесчаных агрегатов (отрицательный пик) за счет увеличения крупнопылеватых разновидностей; в современной почве фиксируется пониженная агрегированность, но имеются крупнопылеватые агрегаты.

Распределение первичных частиц в разрезе (рис. 4, а) отражает преобладание крупнопылеватых фракций (М3), при этом отмечается меньшая амплитуда колебаний их содержания по сравнению с тонко-мелкопесчаными разновидностями (М2). Для нижней части разреза (образцы 22–40 — верхний плейстоцен) наблюдается асимметричность пиков — резкое уменьшение тонко-мелкопесчаных частиц компенсируется возрастанием крупнопылеватого материала. Возможно, это обусловлено периодическим участием эолового фактора в накоплении лессовых отложений (возникает пик в содержании крупнопылеватых фракций); появление пика для тонко-мелкопесчаных фракций — свидетельство преобладания делювиально-пролювиальной транспортировки.

График для почв (см. рис. 4, б) показывает, что современный горизонт отличается высоким содержанием



**Рис. 3.** Распределение агрегатов и их разновидностей (А, А2, А3) для всех образцов (а) и современной и погребенных почв (б) разреза Нижняя Буланка:

а — образцы: 1, 2 — современная почва; 3 — gln; 4 — ппг 1; 5, 6 — gln; 7 — ппг 2; 8, 9 — gln; 10 — ппг 3; 11–14 — ls; 15 — ппг 4; 16, 17 — ps\*\*; 18 — ппг 5; 19, 20 — ps\*\*; 21 — ппг 6; 22 — ps\*\*; 23 — ппг 7; 24 — ls; 25, 26 — ппг 8; 27, 28 — ls; 29 — ппг 9; 30–35 — ls, ps\*\*; 36 — ппг 10; 37, 38 — ls; 39 — ппг 11; 40 — ls; б — образцы: 1 — современная почва; 2 — ппг 1; 3 — ппг 2; 4 — ппг 3; 5 — ппг 4; 6 — ппг 5; 7 — ппг 6; 8 — ппг 7; 9 — ппг 8; 10 — ппг 9; 11 — ппг 10; 12 — ппг 11

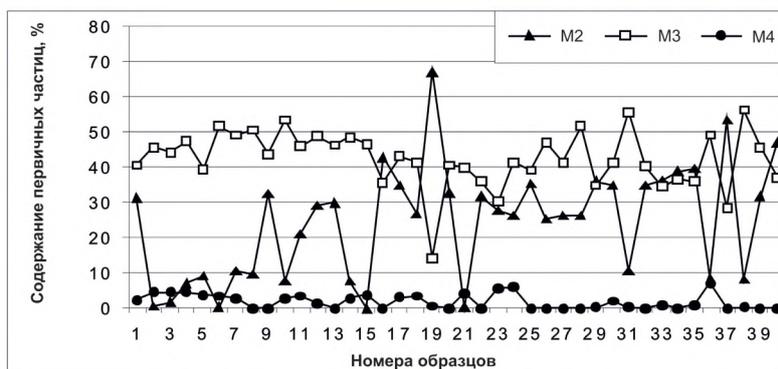
тонко-мелкопесчаного первичного материала, в погребенных почвах 1–5 (голоцен) оно резко сокращается при повышении количества крупнопылеватых частиц, затем наблюдаются положительные и отрицательные пики в его содержании (взаимозаменяемость с крупнопылевой фракцией). Мелкопылеватых первичных частиц очень мало (погребенные почвы 1–7), в более древних горизонтах (погребенные почвы 8, 9, 12) они вообще отсутствуют, поскольку участвуют в строении агрегатов ( $F^4=1-6\%$ ).

На основании полученных данных о параметрах микроструктуры отложений можно предположить, что обогащение разреза первичным (свободным) крупнопылевым материалом свидетельствует об участии эолового фактора при накоплении исследованной толщи. Колебания содержаний тонко-мелкопесчаного материала — результат поступления делювиально-пролювиального продукта (пики в его содержании возникали, когда эоловый фактор исчезал и наоборот), возможно, этим же путем шла аккумуляция очень незначительного количества свободных мелкопылеватых фракций и существенного — глинистых ( $<0,002$  мм). Эти события происходили на стадии седиментогенеза, когда все указанные элементы имели первичный характер и, по-видимому, агрегатов еще не было. Возникает вопрос

— как и когда они появились? Согласно гипотезам [12, 6], агрегаты могут быть син- и эпигенетическими. В исследованных делювиально-пролювиальных отложениях, вероятнее всего, большинство агрегатов эпигенетические, формировались они в постдиагенетическую стадию в условиях криогенных воздействий за счет тонкоглинистых частиц ( $F_6$  1%) при небольшом участии мелкопылевого материала.

Погребенные почвенные горизонты (ппг 1–6, голоцен) характеризуются очень высоким содержанием агрегатов (до 48–55%). По-видимому, в этот период климат был более влажным и теплым, что привело к интенсификации почвообразовательных процессов и дополнительному агрегированию, однако в более древних горизонтах (ппг 8–11 — верхи верхнего плейстоцена) количество агрегатов значительно меньше (25–27%), что, возможно, связано с менее интенсивными почвообразовательными процессами при менее влажном и менее теплом климате.

Данные о параметрах микроструктуры отложений обработаны с помощью кластер-анализа Q-типа [1], в результате чего выделены пять групп образцов (рис. 5). Почвы: в первую группу (16 образцов) отнесены современная почва (спг) и четыре погребенных горизонта (ппг 5, 7, 8, 11), во вторую (8 образцов) — погребенные



б

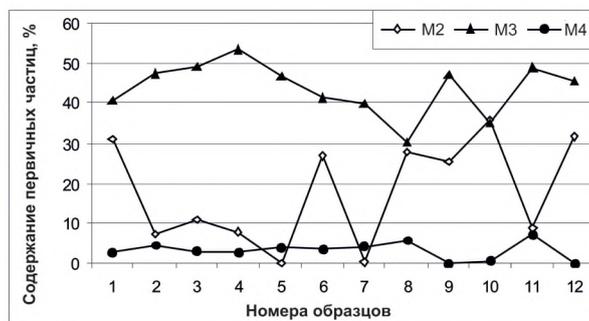


Рис. 4. Распределение первичных тонко-мелкопесчаных (M2), крупнопылеватых (M3) и мелкопылеватых (M4) частиц для всех образцов (а) и современной и погребенных почв (б) разреза Нижняя Буланка:

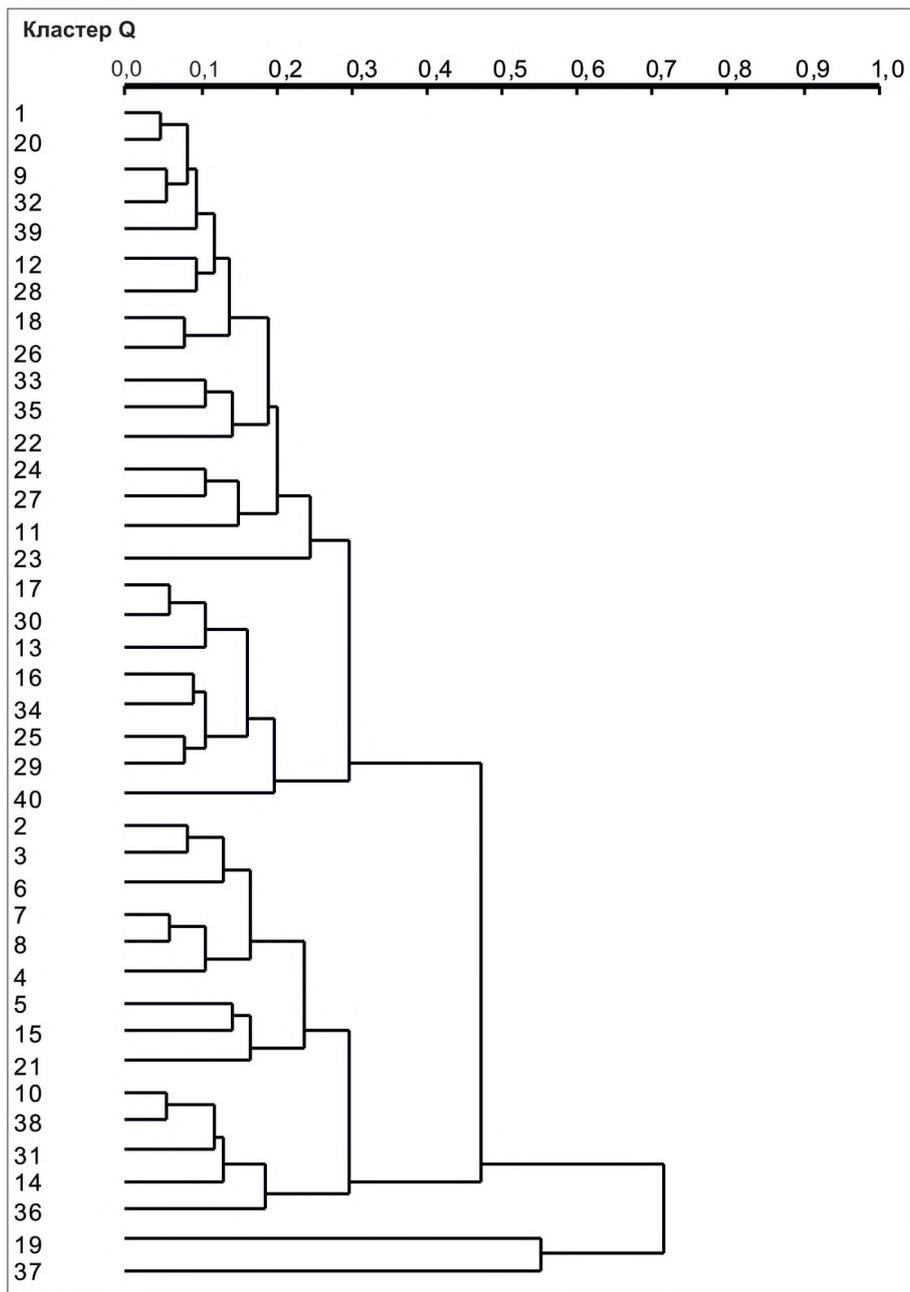
см. услов. обозн. к рис. 3

почвы (ппг 8, 9); третья группа (9 образцов) содержит пять погребенных горизонтов (ппг 1, 2, 3, 4, 6), четвертая (5 образцов) — два (ппг 3, 10). Самостоятельное положение заняла группа из двух образцов (19, 37), которые представлены связными песками (ps\*\*).

Таким образом, разновозрастные ископаемые почвы по особенностям микроструктуры относятся к гори-

зонтам позднего–верхнего плейстоцена (ппг 7, 8, 9,11) — первая и вторая группы, голоцена (ппг 1, 2, 4, 6) — третья, а также голоцена (ппг 3) и плейстоцена (ппг 10) — четвертая.

Следовательно, установленные с помощью метода «Микроструктура» десять параметров, включающие общее число агрегатов и их разновидностей по раз-



**Рис. 5. Группирование образцов разреза Нижняя Буланка по микроструктурным параметрам:**

первая группа (16 образцов): спг (1), ппг 7 (23), ппг 8 (26), ппг 11(39), ппг 5 (18)+ls (32, 12, 33, 24, 27, 11) +ps\*\* (20, 28, 35, 22) +gln (9); вторая группа (8 образцов): ппг 8 (25), ппг 9 (29)+ls (30, 13, 34, 40) +ps\*\* (17, 16); третья группа (9 образцов): ппг 1 (4), 2 (7), ппг 4 (15), ппг 6 (21) +gln (2, 3, 6, 8, 5); четвертая группа (5 образцов): ппг 3 (10), ппг 10 (36) +ls (38, 31, 14); пятая группа (2 образца): ps\*\* (19, 37)

мерам, содержание первичных (свободных) частиц, реальную глинистость, коэффициент свободы тонкоглинистой (<0,001 мм) фракции и коэффициент глинистости (признак агрегированности отложений), можно использовать в качестве критериев для расчленения циклично построенного разреза с выделением разновозрастных горизонтов погребенных почв.

**Некоторые показатели состава и свойств.** В образцах разреза определены содержания карбонатов, водорастворимых солей и гумуса и проведена статистическая обработка этих данных (табл. 3). Коэффициент вариации показывает, что наиболее заметный тренд в распределении ( $V=0,44-0,70$ ) имеют магниевые и железистые карбонаты, водорастворимые соли и гумус, следовательно, эти показатели состава закономерно изменяются в вертикальном разрезе толщи; общая карбонатность, в том числе присутствие  $\text{CaCO}_3$ , относительно стабильна ( $V=0,28-0,31$ ). В нижней более древней части толщи (2,0–4,5 м) по сравнению с верхней (голоценовой) увеличивается содержание  $\text{MgCO}_3$  (до 5,64%), уменьшается  $\text{FeCO}_3$  (до 0,76%) и возрастает засоленность (до 0,78%). К числу общих особенностей разреза относятся сульфатный тип засоления и преобладание в составе катионов натрия и калия, а также слабокислая и нейтральная реакция среды ( $pH=6,8-7,0$ ). Четким критерием для выделенных почвенных горизонтов является содержание гумуса (3,8–6,6%), в лессовых отложениях и связных песках этот компонент составляет всего 1,1–1,5%; для древних погребенных почв (ппг 9, 10, 11) характерно повышенное содержание солей.

По данным фазового рентгеноструктурного анализа для исследованных образцов глинистых и лессовых отложений установлена смектит-хлорит-гидрослюдистая минеральная ассоциация фракции <0,001 мм. Господство гидрослюды — признак холодных аридных климатических условий их формирования в позднем верхнем плейстоцене — голоцене, но с потеплением и увлажнением климата на этом субстрате шло образование почвенного покрова, причем эти циклы повторялись 11 раз. В почвенных горизонтах состав глинистых минералов не определялся. Поскольку они имеют повышенную емкость катионного обмена (до 73–100 мг-экв на 100 г вещества), можно предположить дополнительное формирование смектита, хотя главной причиной высо-

кой физико-химической активности погребенных почв является присутствие гумуса.

По числу пластичности (%) большинство образцов относится к супесям ( $I_p < 7$ ), только семь (из 20) — к суглинкам ( $I_p = 7,4-14,6$ ). Подобная заниженная пластичность отложений при реальном содержании глинистой фракции >10% связана с высокой агрегированностью. На образцах-пастах, приготовленных из образцов глинистых и лессовых отложений, одновременно определялись набухание и объемная усадка по стандартным методикам [5]. Установлено, что набухание практически отсутствует (среди глинистых минералов господствуют гидрослюды), а усадка достигает 21–35%, что до сих пор является «загадкой» с позиций грунтоведения [9, 13].

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. В качестве примера системного подхода к изучению циклично построенных разрезов четвертичных глинистых и лессовых отложений, которые содержат многочисленные горизонты погребенных почв, предлагается информационная схема, основные блоки которой содержат материалы геологического, литологического и грунтоведческого характера.

2. Определения абсолютного возраста погребенных почвенных горизонтов — необходимое условие для выделения циклитов и геолого-генетических комплексов, что подтверждается материалами исследованного проблемного разреза Нижняя Буланка, где выделены две разновозрастные толщи в составе делювиально-пролювиального комплекса, представленного глинистыми и лессовыми отложениями, а также связными (облессованными) песками.

3. Грунтоведческая информация включает данные о микроструктурных параметрах (метод «Микроструктура»), десять из которых можно использовать для группирования образцов (кластерный анализ Q-типа) с целью подтверждения характера расчленения проблемного разреза.

4. Как дополнительный критерий разделения толщи на две разновозрастные группы можно использовать результаты статистической обработки данных по содержанию карбонатов, солей и гумуса; для погребенных почв различного возраста определяющий признак — их гумусированность.

### 3. Результаты статистической обработки данных о содержании (%) карбонатов, водорастворимых солей и гумуса в отложениях разреза Нижняя Буланка ( $n=22$ )

П	Скр	$\text{CaCO}_3$	$\text{MgCO}_3$	$\text{FeCO}_3$	Свр	Сорг
$x_{\text{ср}}$	13,31	5,97	1,97	5,15	0,43	2,93
$x_{\text{min}}$	7,56	2,98	0,0	0,76	0,24	1,08
$x_{\text{max}}$	17,91	7,83	5,64	9,02	0,78	6,60
$\sigma$	3,27	1,87	1,38	2,62	0,29	1,96
$V$	28	31	70	51	44	67

Примечание. Скр, Свр, Сорг — содержание карбонатов, водорастворимых солей, гумуса; П — статистические показатели:  $x_{\text{ср}}$ ,  $x_{\text{min}}$ ,  $x_{\text{max}}$  — среднее, минимальное, максимальное значения,  $\sigma$  — стандартное отклонение,  $V$  — коэффициент вариации (%);  $n$  — количество образцов.

5. Представленные материалы, с одной стороны, являются примером комплексных исследований проблемного разреза отложений, с другой — отражают целостность системы, взаимосвязи и взаимозависимости в ней, что реализуется в составлении сценария (гипотезы) формирования этой системы и ее признаков.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Данилов Б.С. Кластерный анализ в EXCEL // Строение литосферы и геодинамика. — Иркутск, 2001. С. 18–19.
2. Забродин В.Ю. Геологические системы (методологические аспекты исследований) // Философия науки. 2009. № 2 (41). С. 21–28.
3. Инженерная геология СССР. Т. 3. Восточная Сибирь / Под ред. Г.А.Голодковской — М.: Изд-во МГУ, 1977.
4. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. — Л.: Недра, 1970.
5. Ломтадзе В.Д. Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. — Л.: Недра, 1990.
6. Ряценко Т.Г. Региональное грунтоведение (Восточная Сибирь). — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010.
7. Ряценко Т.Г. Сценарий формирования циклично построенных грунтовых толщ (оригинальный комбинированный метод) // Вестник ИрГТУ. 2013. № 7 (38). С. 50–57.
8. Ряценко Т.Г., Акулова В.В., Ербаева М.А. Формирование лессовидных отложений Забайкалья (на примере ключевых участков) // География и природные ресурсы. 2012. № 4. С. 117–125.
9. Ряценко Т.Г., Ухова Н.Н. Химический состав дисперсных грунтов: возможности и прогнозы (Восточная Сибирь). — Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2008.
10. Ряценко Т.Г., Ухова Н.Н., Слагода Е.А. Изучение проблемных геолого-литологических разрезов глинистых отложений с применением грунтоведческих критериев // Отечественная геология. 2009. № 4. С. 61–67.
11. Ряценко Т.Г., Ухова Н.Н., Штельмах С.И. Сравнительный анализ геохимических особенностей лессовых пород юга Восточной Сибири и Беларуси // Отечественная геология. 2011. № 2. С. 82–87.
12. Трофимов В.Т. Теория формирования просадочности лессовых пород. — М.: ГЕОС, 2003.
13. Чернышова Ю.В., Ряценко Т.Г. Набухание и усадка дисперсных грунтов (лабораторный эксперимент) // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований. Вып. 9. — Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2009. С. 138–143.
14. Шаевич Я.Е. Цикличность в формировании лессов. Опыт системного анализа. — М.: Наука, 1987.

### Уточнение формулировки закона Головкинского-Вальтера

М.В.ЛЕБЕДЕВ (Общество с ограниченной ответственностью «Тюменский нефтяной научный центр» (ООО «ТННЦ»); 625002 г. Тюмень, ул. Осипенко, 79/1)

Закон Головкинского-Вальтера является основой фациального моделирования осадочных бассейнов. Вместе с тем применение его имеет серьезные ограничения. Ограничения эти связаны с отсутствием стратона, в пределах которого он выполняется с необходимостью. Автором было показано, что закон Головкинского-Вальтера выполняется внутри фациальных серий. Это позволило уточнить формулировку закона.

*Ключевые слова:* Закон Головкинского-Вальтера, фациальное несогласие, фациальная серия.

Лебедев Михаил Валентинович, MVLebedev2@tnk-bp.com

### Walther's low Elaboration

M.V.LEBEDEV

Walther's low is the basis for facies modeling of sedimentary basins. However, its application has severe limitations. These limitations are caused by the absence of stratigraphic unit, within which it operates as required. The author proved, that the Walther's low operates as required within facies series. This would elaborate the low's definition.

*Key words:* Walther's law, facial unconformity, facies series.

Закон Головкинского-Вальтера, связывающий вертикальную и латеральную последовательности фаций, — один из основных законов, описывающих литологическую структуру осадочных бассейнов. Поэтому он является основой прогнозирования строения геологического разреза по комплексу скважинных и сейсмических данных.

Впервые вопрос о литологической структуре осадочного бассейна поставлен в середине XIX в. известным российским геологом Н.А.Головкинским [1, 7]. В докторской диссертации «О Пермской формации в Центральной части Камско-Волжского бассейна», опубликованной в 1868 г., он рассмотрел проблему взаимоотношения в пространстве и времени различных геологических горизонтов — стратиграфических, петрографических и палеонтологических. Главное достижение Н.А.Головкинского — установленный и разработанный им основной принцип формирования слоистой структуры. Суть его заключается в следующем: в результате вертикальных колебаний земной поверхности происходят трансгрессии и регрессии и связанные с ними перемещения обстановок осадконакопления, а это приводит к смене в геологическом разрезе различных литологических тел.

Через четыре года после Н.А.Головкинского другой российский геолог А.А.Иностранцев рассмотрел этот же вопрос несколько иначе [7]. Применяя тот же способ моделирования осадочного бассейна, он пришел к

выводу о том, что слой — одновременное образование, состоящее из различных типов осадков. Кроме того, в одном из выводов он утверждает, что «...вертикальное напластование осадков показывает нам, как они располагались в горизонтальном направлении...» [7, стр. 518]. Отсюда следует, что А.А.Иностранцев еще в 1872 г. сформулировал известный принцип соотношения латеральной и вертикальной последовательностей фаций, ныне известный как закон Головкинского-Вальтера.

Немецкий геолог И.Вальтер внес большой вклад в изучение слоистой структуры осадочных бассейнов [2]. В его работах большое внимание уделено вопросам миграции фациальных зон, которую Вальтер считал первопричиной слоистости осадочных образований. Именно он сформулировал в работе «Введение в геологию как историческую науку» (1894 г.) вышеупомянутый закон в виде, вошедшем во все учебники: «только такие фации могут залегать друг на друге, которые образуются рядом друг с другом» [1, стр. 130].

В дальнейшем указанные идеи развиты Н.Б.Вассоевичем, сделавшим в работе «Слоистость и фации» [1] следующие принципиально важные выводы:

1. Существуют два основных типа напластования в зависимости от соотношения вертикальной и латеральной последовательностей фаций: миграционный и мутационный.

2. Миграционный тип напластования является

следствием миграции ряда сосуществующих обстановок осадконакопления, поэтому закон Головкинского-Вальтера для него остается в силе.

3. Мутационный тип напластования обязан своим возникновением коренным изменениям системы обстановок седиментации, влекущим за собой появление новых типов осадков, не отлагавшихся в предшествующую стадию. Для мутационных серий осадков закон Головкинского-Вальтера неприменим.

Таким образом, в области фациального моделирования осадочных бассейнов существует явное противоречие: с одной стороны, в современных работах [5, 6] продемонстрирована высокая эффективность закона Головкинского-Вальтера для решения задач прогнозирования геологического разреза, с другой стороны, еще в 1949 г. Н.Б.Вассоевич показал существенные ограничения его применения в геологической практике.

По мнению автора, причина указанного противоречия заключена в принятой формулировке закона Головкинского-Вальтера. В ней отсутствует определение стратона, для которого он выполняется с необходимостью.

Развивая представления Н.Б.Вассоевича о типах стратификации осадочных образований, автор предложил новую концептуальную модель осадочного бассейна, описывающую его как вертикальную последовательность фациальных серий — стратонов, ограниченных в кровле и подошве фациальными несогласиями [3, 4].

**Основные элементы фациальной модели осадочного бассейна.** В ранее опубликованных работах [3, 4] в основу исследования автором положена модель осадочного бассейна, представляющая собой коробку с разноцветными кубиками, каждому из которых были присвоены координаты  $h$  и  $x$ , а также цвет  $r$  (рис. 1, А).

Введены следующие понятия:

1. Точка  ${}^h_x T^r$  — кубик с фиксированными координатами  $x$ ,  $h$  и цветом  $r$  (см. рис. 1, Б).

2. Горизонт  ${}^h H$  — совокупность всех точек осадочного бассейна, имеющих одинаковую  $h$ -координату, иными словами, горизонтальный ряд кубиков (см. рис. 1, Б).

3. Элементарная фация цвета  $r$  — часть горизонта, в общем случае представляющая собой максимальную латеральную компоненту связности точек одного цвета —  ${}^{h}_{xn-xk} f^r_i$ , где:  $xn$  —  $x$ -координата начальной точки (минимальная),  $xk$  —  $x$ -координата конечной точки (максимальная),  $h$  — порядковый номер горизонта, включающего элементарную фацию,  $r$  — цвет элементарной фации,  $i$  — номер элементарной фации в составе горизонта. Пример разбиения горизонта на элементарные фации см. на рис. 1, Б.

На множестве элементарных фаций, входящих в один горизонт, введены следующие отношения: «предшествовать» (символ П), «следовать за» (символ С), «сосуществовать по латерали» (символ Сл) (см. рис. 1, Б).

4. Элементарная фация  ${}^{p}_{xn-xk} f^p_i$  предшествует элементарной фации  ${}^{q}_{xn-xk} f^q_j$ , если они входят в состав одного и того же горизонта ( $p=q$ ) и  $x$ -координата конечной точки  ${}^{p}_{xn-xk} f^p_i$  меньше  $x$ -координаты начальной точки  ${}^{q}_{xn-xk} f^q_j$  на единицу:

$$[{}^{p}_{xn-xk} f^p_i \cdot \Pi \cdot {}^{q}_{xn-xk} f^q_j] \sim ([p=q] \& [xk(p f_i) = xn(q f_j) - 1]).$$

5. Элементарная фация  ${}^{q}_{xn-xk} f^q_j$  следует за элементарной фацией  ${}^{p}_{xn-xk} f^p_i$ , если они входят в состав одного и того же горизонта ( $p=q$ ) и  $x$ -координата начальной точки  ${}^{q}_{xn-xk} f^q_j$  больше  $x$ -координаты конечной точки  ${}^{p}_{xn-xk} f^p_i$  на единицу:

$$[{}^{q}_{xn-xk} f^q_j \cdot C \cdot {}^{p}_{xn-xk} f^p_i] \sim ([p=q] \& [xn(q f_j) = xk(p f_i) + 1]).$$

6. Элементарная фация  $f_i$  соседствует по латерали с элементарной фацией  $f_j$ , если  $f_i$  предшествует  $f_j$ , или  $f_i$  следует за  $f_j$ :

$$[f_i \cdot Cл \cdot f_j] \sim ([f_i \cdot \Pi \cdot f_j] \vee [f_i \cdot C \cdot f_j]).$$

7. Будем говорить, что для горизонта задана его структура, если для него задано отношение предшествования составляющих его элементарных фаций (см. рис. 1, Б):

$$S^h = \{ f^1_1 \cdot \Pi \cdot f^2_2 \cdot \Pi \cdot f^3_3 \cdot \dots \cdot \Pi \cdot f^{N-1}_{N-1} \cdot \Pi \cdot f^N_N \}.$$

Понятие «структура горизонта» введено как экспликация идеи о закономерной фациальной упорядоченности горизонтов осадочных бассейнов.

На множестве горизонтов и элементарных фаций, входящих в разные горизонты, введены отношения «перекрывать» (символ В — выше) и «подстилать» (символ Н — ниже) (см. рис. 1, В).

8. Горизонт  ${}^q H$  перекрывает (подстилает) горизонт  ${}^p H$ , если координата  $q$  больше (меньше) на единицу координаты  $p$ :  $[{}^q H \cdot В \cdot {}^p H] \sim [q=p+1]$  ( $[{}^q H \cdot Н \cdot {}^p H] \sim [q=p-1]$ ).

9. Элементарная фация  ${}^{q}_{xn-xk} f^q_i$  перекрывает (подстилает) элементарную фацию  ${}^{p}_{xn-xk} f^p_j$ , если  ${}^q H$  перекрывает (подстилает)  ${}^p H$  и  $xn(q f_i) \leq xk(p f_j)$  и  $xn(p f_j) \leq xk(q f_i)$ :

$$[{}^q f_i \cdot В \cdot {}^p f_j] \sim ([{}^q H \cdot В \cdot {}^p H] \& [xn(q f_i) \leq xk(p f_j)] \& [xn(p f_j) \leq xk(q f_i)]),$$

$$[{}^q f_i \cdot Н \cdot {}^p f_j] \sim ([{}^q H \cdot Н \cdot {}^p H] \& [xn(q f_i) \leq xk(p f_j)] \& [xn(p f_j) \leq xk(q f_i)])$$

На основе изложенного выше введено одно из ключевых понятий о фациально-согласном залегании двух горизонтов, которое является экспликацией представления о генетически взаимосвязанной последовательности осадков.

10. Горизонт  ${}^q H$  фациально согласно перекрывает (символ ВФС) горизонт  ${}^p H$ , если оба горизонта имеют одинаковую структуру  $[S^q = S^p]$  и для всякого  $i$  справедливо, что  $i$ -я элементарная фация горизонта  ${}^q H$

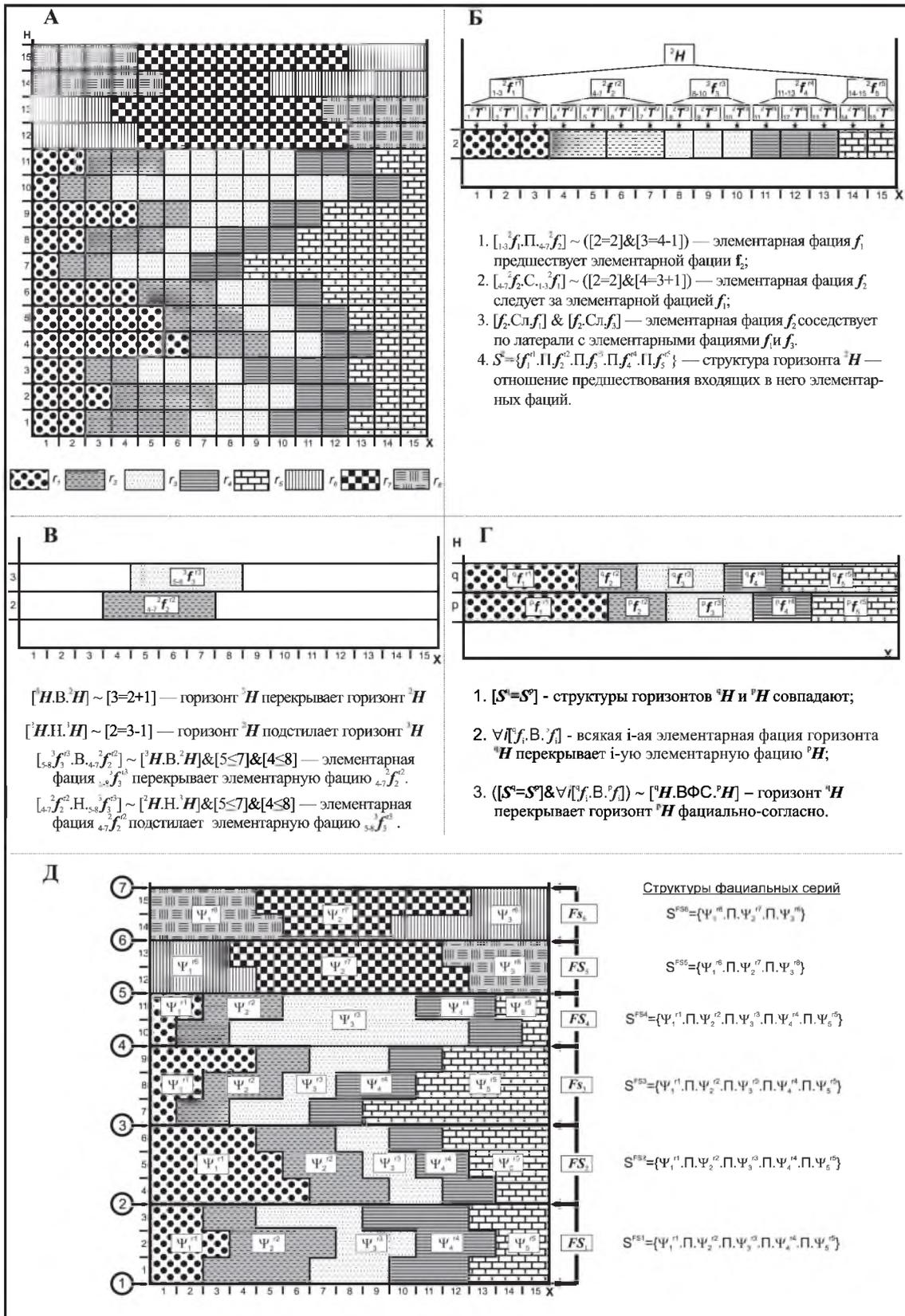


Рис. 1. Фациальная модель осадочного бассейна, основные понятия:

$r_1 \text{—} r_8$  — цвета кубиков

перекрывает  $i$ -ю элементарную фацию горизонта  ${}^p\mathbf{H}$ :  $\forall i [{}^q\mathbf{f}_i \cdot \mathbf{B} \cdot {}^p\mathbf{f}_i]$  (см. рис. 1, Г):  $[{}^q\mathbf{H} \cdot \mathbf{ВФС} \cdot {}^p\mathbf{H}] \sim ([S^q = S^p] \& \forall i [{}^q\mathbf{f}_i \cdot \mathbf{B} \cdot {}^p\mathbf{f}_i])$

Для выбранного варианта экспликации можно привести следующее оправдание. Можно говорить о существовании генетической связи между двумя соседними горизонтами (слоями) при соблюдении следующих двух условий:

если у каждой элементарной фации перекрывающего горизонта существует свой «предок» в подстилающем горизонте;

если у каждой элементарной фации в подстилающем горизонте существует свой «потомок».

11. Горизонт  ${}^q\mathbf{H}$  перекрывает фациально несогласно горизонт  ${}^p\mathbf{H}$ , если:

${}^q\mathbf{H}$  перекрывает  ${}^p\mathbf{H}$  и, не верно, что  ${}^q\mathbf{H}$  перекрывает  ${}^p\mathbf{H}$  фациально согласно.

На основании всего изложенного было введено новое понятие «фациальное несогласие».

12. Фациальное несогласие — кровля (подошва) горизонта, если он не подстилает (не перекрывает) фациально согласно вышележащий (нижележащий) горизонт.

Предложенное понятие «фациальное несогласие» является формальной экспликацией идеи Н.Б.Вассоевича о существовании в осадочном бассейне границ мутационного типа [1]. Фациальные несогласия являются изохронными границами, поскольку разделяют геологические тела, не замещающиеся друг на друга по латерали. Иными словами, фациальные несогласия на геологическом разрезе должны рисоваться «гладкими» (без зубцов), в отличие от диахронных границ, имеющих «зубчатый» характер.

Перенумеруем в модели осадочного бассейна снизу вверх все фациальные несогласия (см. рис. 1, Д).

13. Фациальная серия — часть модели осадочного бассейна, ограниченная  $z$ -м и  $z+1$ -м фациальными несогласиями.

Введем для фациальной серии условное обозначение  ${}^{h_n-h_b}\mathbf{FS}_p$ , где  $h_n$  и  $h_b$  — соответственно  $h$ -координаты верхнего и нижнего горизонтов, входящих в фациальную серию,  $i$  — порядковый номер фациальной серии в осадочном бассейне (сверху вниз).

Для описания свойств фациальных серий необходимо ввести следующие типы геологических тел.

14. Магнафация цвета  $r$  — максимальная вертикальная компонента связности элементарных фаций цвета  $r$ .

Обозначим ее как  ${}_{x_n-x_k}{}^{p-q}\Phi^r$ .  $x_n$  — минимальная  $x$ -координата начальных точек элементарных фаций, входящих в магнафацию;  $x_k$  — максимальная  $x$ -координата конечных точек элементарных фаций, входящей в магнафацию;  $p$  —  $h$ -координата нижней элементарной фации, входящей в магнафацию;  $q$  —  $h$ -координата верхней элементарной фации, входящей в магнафацию;  $r$  — цвет магнафации.

15. Парвафация цвета  $r$  — часть магнафации цвета  $r$ , ограниченная  $z$ -м и  $z+1$ -м фациальными несогласиями. Обозначим ее как  ${}_{x_n-x_k}{}^{p-q}\Psi_i^r$ . Условные обозначения аналогичны предыдущим,  $i$  — порядковый номер парвафации.

На рис. 1, Д приведена магнафация  ${}_{1-6}{}^{1-11}\Phi^r$ , состоящая из четырех парвафаций:  ${}_{1-3}{}^{1-3}\Psi_1^{r1}$ ,  ${}_{1-6}{}^{4-6}\Psi_1^{r1}$ ,  ${}_{1-4}{}^{7-9}\Psi_1^{r1}$ ,  ${}_{1-2}{}^{10-11}\Psi_1^{r1}$ .

Для магнафаций и парвафаций введем обобщающее понятие «фация». Обозначим ее  ${}_{x_n-x_k}{}^{p-q}\mathbf{F}^r$ . Условные обозначения аналогичны предыдущим.

Введем на множестве фаций отношения предшествования, следования, латерального соседства.

16. Фация  $\mathbf{F}^{r1}$  предшествует фации  $\mathbf{F}^{r2}$  если:

для всякой элементарной фации  $\mathbf{f}^{r1}$ , входящей в  $\mathbf{F}^{r1}$ , существует элементарная фация  $\mathbf{f}^{r2}$ , входящая в  $\mathbf{F}^{r2}$ , такая, что  $\mathbf{f}^{r1}$  предшествует  $\mathbf{f}^{r2}$ ;

для всякой элементарной фации  $\mathbf{f}^{r2}$ , входящей в  $\mathbf{F}^{r2}$  существует элементарная фация  $\mathbf{f}^{r1}$ , входящая в  $\mathbf{F}^{r1}$ , такая, что  $\mathbf{f}^{r2}$  следует за  $\mathbf{f}^{r1}$ .

Так, на рис. 1, Д парвафация  ${}_{1-3}{}^{1-3}\Psi_1^{r1}$  предшествует парвафации  ${}_{3-7}{}^{1-3}\Psi_2^{r2}$ .

17. Фация  $\mathbf{F}^{r2}$  следует за фацией  $\mathbf{F}^{r1}$ , если  $\mathbf{F}^{r1}$  предшествует  $\mathbf{F}^{r2}$ .

Так, на рис. 1, Д парвафация  ${}_{3-7}{}^{1-3}\Psi_2^{r2}$  следует за парвафацией  ${}_{1-3}{}^{1-3}\Psi_1^{r1}$ .

18. Фация  $\mathbf{F}^{r1}$  соседствует по латерали с фацией  $\mathbf{F}^{r2}$ , если  $\mathbf{F}^{r1}$  предшествует  $\mathbf{F}^{r2}$ , или  $\mathbf{F}^{r1}$  следует за  $\mathbf{F}^{r2}$ .

Так, на рис. 1, Д парвафация  ${}_{3-7}{}^{1-3}\Psi_2^{r2}$  находится в отношении латерального соседства с парвафациями  ${}_{1-3}{}^{1-3}\Psi_1^{r1}$  и  ${}_{5-10}{}^{1-3}\Psi_3^{r3}$ .

19. Будем говорить, что для фациальной серии задана ее структура, если для нее задано отношение предшествования составляющих ее парвафаций.  $S^{FS} = \{\Psi^{r1} \cdot \mathbf{П} \cdot \Psi^{r2} \cdot \mathbf{П} \cdot \Psi^{r3} \cdot \mathbf{П} \dots \mathbf{П} \cdot \Psi^{rN}\}$ .

Структура фациальных серий является основой для литологической интерполяции скважинных данных при решении задач прогнозирования геологического разреза.

Приведем без доказательства лемму 1. Очевидность ее следует из рис. 1, Д.

Лемма 1: Пусть горизонт  ${}^p\mathbf{H}$  входит в состав фациальной серии  $\mathbf{FS}$ . Горизонт  ${}^p\mathbf{H}$  имеет структуру  $S^p = \{\mathbf{f}_1^{r1} \cdot \mathbf{П} \cdot \mathbf{f}_2^{r2} \dots \mathbf{f}_N^{rN}\}$ , если фациальная серия  $\mathbf{FS}$  имеет структуру  $S^{FS} = \{\Psi_1^{r1} \cdot \mathbf{П} \cdot \Psi_2^{r2} \dots \Psi_N^{rN}\}$ . Иными словами, структура фациальной серии подобна структуре любого из составляющих ее горизонтов.

20. Колонка — совокупность всех точек осадочного бассейна, имеющих одинаковую  $x$ -координату. Введем для колонки условное обозначение  ${}_x\mathbf{K}$ , где  $x$  — порядковый номер колонки, равный  $x$ -координате входящих в него точек (рис. 2).

Очевидно, что понятие «колонка» отражает возможность изучения осадочного бассейна по скважинным данным.

21. Сечение фации цвета  $r$  — максимальная

вертикальная компонента связности точек цвета  $r$  (см. рис. 2):  ${}_{xi}^{hn-hk}S_i^r$ , где  $hn$  —  $h$ -координата начальной точки (минимальная),  $hk$  —  $h$ -координата конечной точки (максимальная),  $xi$  —  $x$ -координата колонки, включающей сечение магнафации,  $r$  — цвет сечения магнафации,  $i$  — порядковый номер сечения магнафации в составе колонки (снизу вверх).

Сечения фаций — аналоги одномерных геологических тел, выделяемых в разрезах скважин.

22. Сечение фации  ${}_{xi}^{hn-hk}S_j^{rj}$  перекрывает сечение фации  ${}_{xi}^{hn-hk}S_i^{ri}$ , если они входят в состав одной и той же колонки ( $xi=xi$ ) и  $h$ -координата начальной точки  ${}_{xi}^{hn-hk}S_j^{rj}$  больше  $h$ -координаты конечной точки  ${}_{xi}^{hn-hk}S_i^{ri}$  на единицу.

Отношение «перекрывать» на множестве сечений фаций колонки  ${}_4K$  приведено на рис. 2.

**Предлагаемая формулировка закона Головкинского-Вальтера**, который в рамках описанной логической конструкции, может быть доказан как теорема.

В начале раздела необходимо доказать теорему 1 о достаточном условии фациально несогласного залегания двух горизонтов (рис. 3), поскольку она необходима для доказательства авторской формулировки закона Головкинского-Вальтера.

Теорема 1. Пусть  $k$ -я элементарная фация цвета  $rk$   ${}^qf_k^{rk}$ , входящая в горизонт  ${}^qH$ , перекрывает  $i$ -ю элементарную фацию цвета  $ri$   ${}^pf_i^{ri}$ , входящую в горизонт  ${}^pH$  [ ${}^qf_k^{rk} \cdot B \cdot {}^pf_i^{ri}$ ]. Если в горизонте  ${}^pH$  элементарная

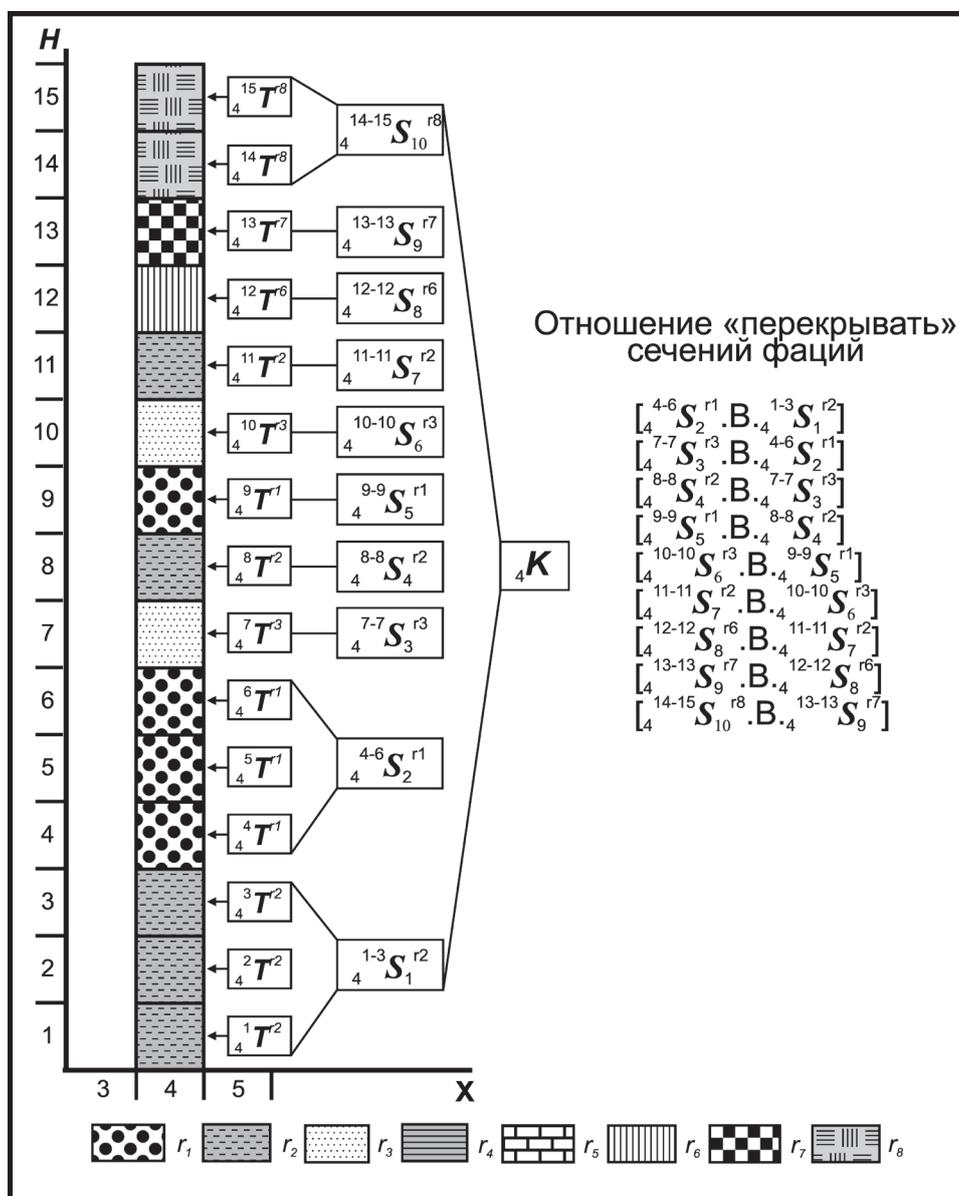


Рис. 2. Определения понятий «колонка», «сечения фаций», отношения «перекрывать»

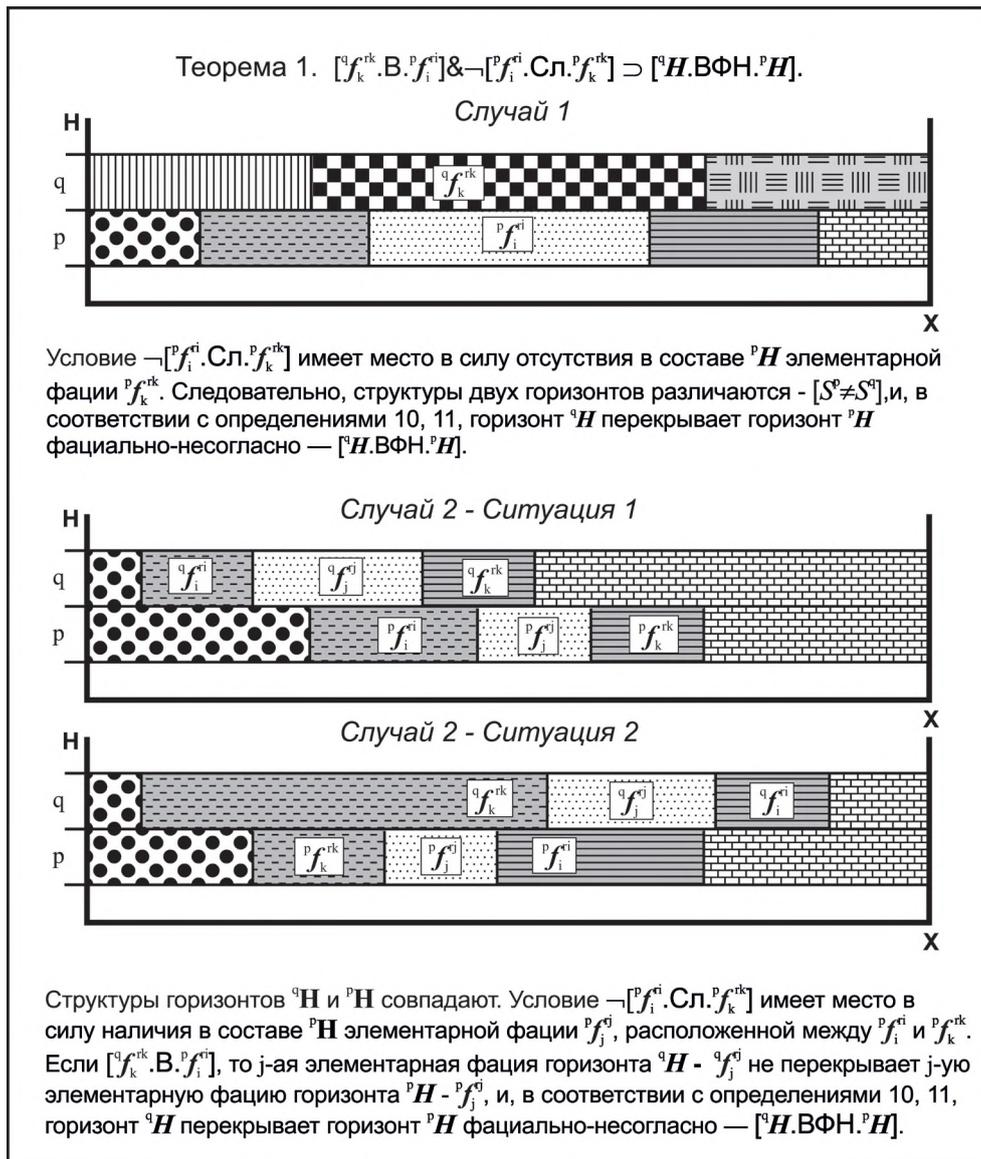


Рис. 3. Иллюстрация к теореме 1

фация цвета  $rk$   $f_k^{rk}$  не соседствует по латерали с элементарной фацией цвета  $ri$   $f_i^{ri}$   $\neg [f_k^{rk}.Cл.f_i^{ri}]$ , то горизонт  $^qH$  фациально несогласно перекрывает горизонт  $^pH$   $[^qH.VФН.^pH]$ .

$$([f_k^{rk}.B.f_i^{ri}] \& \neg [f_k^{rk}.Cл.f_i^{ri}]) \supset [^qH.VФН.^pH]$$

Докажем данную теорему методом разбора случаев. Этот метод предполагает следующую последовательность рассуждений. Предположим, что у нас есть высказывания Г, А, В, С. Допустим, что из высказывания Г можно вывести высказывание  $A \vee B$ . Тогда, если из высказывания А можно вывести высказывание С, и если из высказывания В можно вывести высказывание С, то из высказывания Г можно вывести высказывание С.

Очевидно, что условие  $\neg [f_k^{rk}.Cл.f_i^{ri}]$  может иметь место в двух случаях (см. рис. 3): когда элементарная фация цвета  $rk$  отсутствует в структуре горизонта  $^pH$ , то есть структуры горизонтов  $^pH$  и  $^qH$  различаются  $[S^p \neq S^q]$ , либо структуры данных горизонтов совпадают  $[S^p = S^q]$ .

Рассмотрим эти случаи.

В случае, когда  $[S^p \neq S^q]$ ,  $[^qH.VФН.^pH]$  вытекает непосредственно из определений 10, 11.

Когда  $[S^p = S^q]$ , условие  $\neg [f_k^{rk}.Cл.f_i^{ri}]$  будет выполняться, если между элементарными фациями  $f_k^{rk}$  и  $f_i^{ri}$  находится еще, как минимум, одна элементарная фация  $f_j^{rj}$ , то есть: или  $[...f_i^{ri}.П.f_j^{rj}.П.f_k^{rk}...]$ , или  $[...f_k^{rk}.П.f_j^{rj}.П.f_i^{ri}...]$ .

Рассмотрим последовательно эти варианты (см. рис. 3).

По принятому допущению  $S^p = \{...f_i^{ri}.П.f_j^{rj}.П.f_k^{rk}...\}$ .

Если  $[p f_i^{r1} . П . p f_j^{r2}]$ , то  $[xk(p f_i^{r1}) < xn(p f_j^{r2})]$  (см. определение 4).

По условию теоремы  $[q f_k^{rk} . В . p f_i^{r1}]$ . Если  $[q f_k^{rk} . В . p f_i^{r1}]$ , то  $[xn(q f_k^{rk}) \leq xk(p f_i^{r1})]$  (см. определение 9).

Из сказанного следует, что  $[xn(q f_k^{rk}) < xn(p f_j^{r2})]$ . По принятому допущению  $[S^p = S^q]$ , следовательно  $S^q = \{ \dots q f_i^{r1} . П . q f_j^{r2} . П . q f_k^{rk} \dots \}$ . Если  $[q f_j^{r2} . П . q f_k^{rk}]$ , то  $[xk(q f_j^{r2}) < xn(q f_k^{rk})]$  (см. определение 4). Из этого следует, что  $[xk(q f_j^{r2}) < xn(p f_j^{r2})]$ . В соответствии с определением 9 следует  $-\lceil q f_j . В . p f_j \rceil$ . Иными словами,  $j$ -я элементарная фация  $^q H$  не перекрывает  $j$ -ю элементарную фацию  $^p H$ . Далее в соответствии с определениями 10, 11 следует  $[^q H . ВФН . ^p H]$ , что и требовалось доказать.

Утверждение  $[^q H . ВФН . ^p H]$  выводится аналогично варианту 1.

Обобщая выводы, полученные в ходе анализа вариантов 1 и 2, получаем искомое утверждение  $([q f_k^{rk} . В . p f_i^{r1}] \& -\lceil p f_k^{rk} . Сл . p f_i^{r1} \rceil) \supset [^q H . ВФН . ^p H]$ , что и требовалось доказать.

Данную теорему можно рассматривать как важное геологическое утверждение.

Допустим, что в колонке зафиксирован контакт двух фаций, а также что обстановки их осадконакопления не соседствовали по латерали в бассейне седиментации. Из допущений следует вывод о том, что в пространстве данные фации разделены изохронной границей — фациальным несогласием.

Основная теорема, позволяющая утверждать, что

закон Головкинского-Вальтера применим только внутри фациальных серий, выглядит следующим образом.

Пусть даны два сечения парвафаций  $_{x1}^{h1-h2} S_1^{r1}$  и  $_{x1}^{h3-h4} S_2^{r2}$ , которые входят в состав одной колонки  $_{x1} K$ , причем сечение  $S_2$  перекрывает сечение  $S_1$  —  $_{x1}^{h3-h4} S_2^{r2} . В . _{x1}^{h1-h2} S_1^{r1}$ . Если сечения  $S_1$  и  $S_2$  входят в состав одной фациальной серии  $FS$  —  $[S_1, S_2 \hat{=} FS]$ , то включающие их парвафации соседствуют по латерали —  $[\Psi^{r1} . Сл . \Psi^{r2}]$ .

$([S_1^{r1}, S_2^{r2} \hat{=} FS] \& [_{x1}^{h3-h4} S_2^{r2} . В . _{x1}^{h1-h2} S_1^{r1}]) \supset [\Psi^{r1} . Сл . \Psi^{r2}]$ .

Доказательство:

По условию теоремы  $[_{x1}^{h3-h4} S_2^{r2} . В . _{x1}^{h1-h2} S_1^{r1}]$  и  $[S_1, S_2 \hat{=} FS]$  (рис. 4, А). Из  $[S_1^{r1}, S_2^{r2} \hat{=} FS]$  следует, что существуют  $\Psi^{r1}$  и  $\Psi^{r2}$ , включающие соответственно  $S_1^{r1}$  и  $S_2^{r2}$ , и входящие в состав  $FS$ .

Из существования точки  $_{x1}^{h2} T^{r1}$ , входящей в состав  $S_1^{r1}$ , и точки  $_{x1}^{h3} T^{r2}$ , входящей в состав  $S_2^{r2}$ , следует существование включающих их элементарных фаций  $^{h2} f^1$  и  $^{h3} f^2$ , таких, что  $[^{h3} f^2 . В . ^{h2} f^1]$ .

Далее продолжим доказательство теоремы методом от противного. Предположим, что в структуре фациальной серии  $FS$  парвафация  $\Psi^{r1}$  не соседствует по латерали с парвафацией  $\Psi^{r2}$  —  $[\Psi^{r1} . Сл . \Psi^{r2}]$ . Тогда, в соответствии с леммой 1, в структуре любого из составляющих фациальную серию горизонтов элементарная фация  $f^1$  не соседствует по латерали с элементарной фацией  $f^2$  —  $[f^1 . Сл . f^2]$ . Поскольку последнее утверждение справедливо

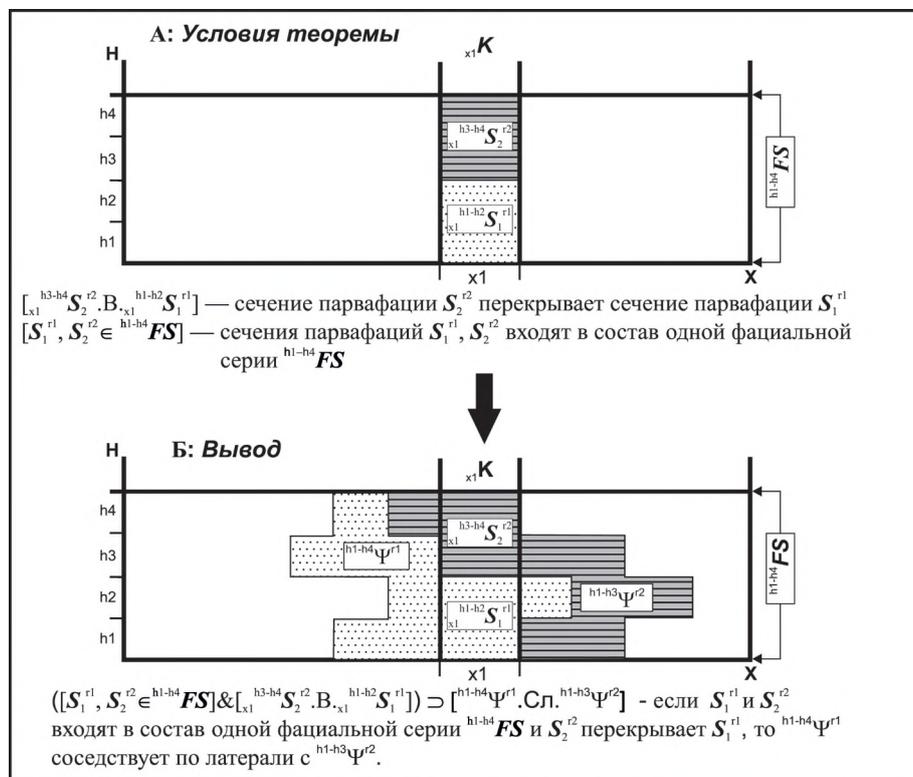


Рис. 4. Иллюстрация к теореме 2 (Закон Головкинского-Вальтера)

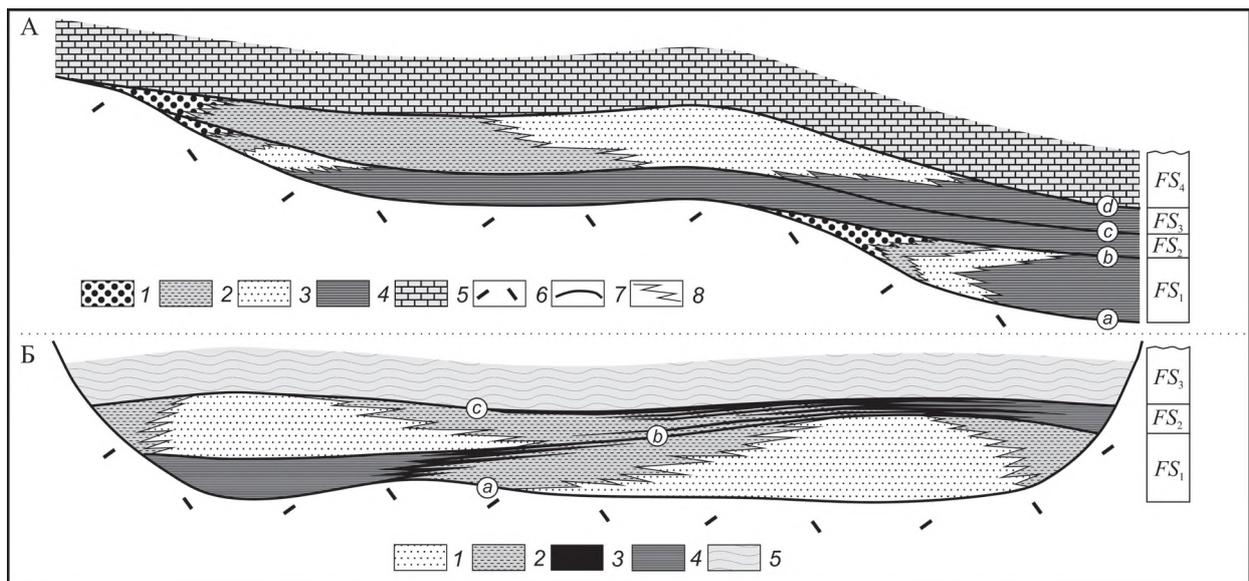


Рис. 5. Фациальные модели осадочных бассейнов с различной структурой:

А. Фации: 1 — аллювиальные песчаники конусов выноса, 2 — преимущественно лагунно-прибрежные глинистые отложения равнины, 3 — прибрежно-морские песчаники, 4 — преимущественно глинистые отложения шельфа, 5 — сульфатно-карбонатные отложения солеродного бассейна; 6 — кристаллическое основание осадочного бассейна; 7 — фациальные несогласия (изохронные границы); 8 — границы фаций (диахронные границы): а — фациальное несогласие генетическое (подшва осадочного бассейна), б — то же, трансгрессивное, с — то же, регрессивное, d — то же, генетическое; Б. Фации: 1 — преимущественно песчаные отложения пояса меандрирования, 2 — песчано-глинистые отложения прирусловой части поймы, 3 — пойменные углисто-глинистые отложения болот, 4 — преимущественно пойменные глинистые отложения озера, 5 — туфы и туфопесчаники; фациальные несогласия: а — генетическое, б — инверсионное, с — генетическое; остальные услов. обозн. см. выше

для любого горизонта из  $FS$ , оно справедливо и для  ${}^{h2}H$   $-\lceil[{}^{h2}f^1.Сл.{}^{h2}f^2]$ .

Объединим полученные выводы в конъюнкцию  $[{}^{h3}f^2.В.{}^{h2}f^1] \& -\lceil[{}^{h2}f^1.Сл.{}^{h2}f^2]$ .

В соответствии с предыдущей теоремой из  $[{}^{h3}f^2.В.{}^{h2}f^1] \& -\lceil[{}^{h2}f^1.Сл.{}^{h2}f^2]$  следует  $[{}^{h3}H.ВФН.{}^{h2}H]$ , следовательно  $-\lceil[S_p, S_2] \hat{I}FS$ .

Таким образом, налицо противоречие между условием данной теоремы и сделанным выводом. Следовательно, предположение неверно и  $[{}^{\Psi^1}.Сл.{}^{\Psi^2}]$ , что и требовалось доказать.

Таким образом, в результате исследования фациальной модели осадочного бассейна удалось сконструировать стратиграфическое подразделение — фациальную серию, внутри которой закон Головкинского-Вальтера соблюдается с необходимостью.

Доказано, что закон Головкинского-Вальтера применим для анализа внутри фациальной серии. Соответственно для него может быть предложена следующая формулировка: **если входящие в состав одной фациальной серии сечения фаций залегают друг на друге, то соответствующие им фации (парвафации) соседствуют по латерали.**

Для подтверждения справедливости этой форму-

лировки на рис. 5 приведены принципиальные фациальные модели осадочных бассейнов с различной структурой. Показано, что фации, залегающие друг на друге, но входящие в состав разных фациальных серий, могут замещать или не замещать друг друга по латерали.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вассоевич Н.Б.* Слоистость и фации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 2. С. 129–132.
2. *Вассоевич Н.Б.* Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 5. С. 96–115.
3. *Лебедев М.В.* Фациальные несогласия в осадочных бассейнах // Геология, геофизика, и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 10. С. 62–68.
4. *Лебедев М.В.* Фациальные серии в осадочных бассейнах // Геология, геофизика, и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2008. № 3. С. 8–16.
5. *Мушин И.А.* Закон Головкинского-Вальтера в сейсмореализации // Геофизика. 2005. № 1. С. 3–6.
6. *Селли Р.Ч.* Древние обстановки осадконакопления. Пер. с англ. — М.: Недра, 1989.
7. *Сократов Г.И.* К истории так называемого закона Вальтера о формировании слоистой структуры осадочных пород // Докл. АН СССР. 1948. Т. LXII. № 4. С. 517–519.

## Галактическая первопричина границ в истории Земли

Р.С.НИГМАТЗЯНОВ

На основании совокупности хронологических связей импульсов глобальных кратковременных процессов, совпадений масштабов их проявлений, существования закономерной периодичности в формировании границ эпох фанерозоя и наличия объединяющего комплекса причинно-следственных связей граничных процессов доказываются внешняя галактическая первопричина формирования масштабных геохронологических рубежей, в том числе массовых вымираний. Обосновываются гипотезы ударных происхождений глубоководных котловин и плюмов, подтверждаются предположения о нестационарной природе Спиральных Рукавов и ускорении вращения ядра Млечного пути.

*Ключевые слова:* ударное происхождение кольцевых глубоководных котловин и плюмов, ускорение вращения ядра и расширяющихся Спиральных рукавов Галактики.

Нигматзянов Рафик Сопбухович, mingeoasinkem@rambler.ru

## Primary cause of catastrophes is in history of Earth

R.S.NIGMATZYANOV

In the following paper the external to Solar system Galactic prime cause of emergence of large-scale geochronological borders as well as mass extinctions is proved on the basis of the totality of chronological coincidence of the impulses of global short-term events at the edges of the Phanerozoic era (Introduction), the correlation of scales of their manifestations, the existence of the unifying set of cause-and-effect relationships and the regularity of 30-12 million year intervals in formation of borders of eras.

*Key words:* plumes, deep-sea basins, the frequency of accidents, acceleration of the rotation of the galactic nucleus.

Накопленные к настоящему времени результаты многочисленных исследований свидетельствуют, что на рубежах геологической истории глобальные длительно-постепенные процессы периодически на относительно короткое время до 1–6 млн. лет [1, 2, 11] прерываются хронологически связанными масштабными преобразованиями. Последние носят импульсивный характер и на фоне предшествующих плавных изменений проявляются скачкообразно в виде массовых вымираний (МВ), резких изменений климата, снижений уровня океана и уменьшений содержания кислорода, новообразований глубоководных котловин и плюмов, падений крупных космических тел, скачков охлаждения планеты, импульсов плюмового, платобазальтового магматизма, изменений скорости вращения и плоскости экватора Земли, всплеск тектогенеза и смены характера инверсий.

Именно в соответствии с отдельными кардинальными изменениями среды и биоты проводится разделение истории Земли на этапы. Например, в качестве маркера границы мезозойской и кайнозойской эр официально утверждена иридиевая аномалия, фиксирующая момент падения крупного астероида. Всего в фанерозое выделяют до 60 различных глобально-маркируемых событий по [1, 3, 4, 18] (рис. 1).

Наиболее часто приводимые в литературе интервалы

повторяемости событий отличающихся масштабов составляют 10–80 и 110–290 млн. лет [1, 3, 4, 6, 7, 11, 18, 21], что примерно отвечает циклам Штилле в 30–45 и Бертрана в 150–200 млн. лет [20], длительности эпох, периодов до 100 млн. лет и эр геохронологической шкалы в 155–375 млн. лет [19, 24], обороту объектов Галактического Центра в 24 и Галактическому году в 160–275 млн. лет [2] соответственно. Несовпадения периодичностей различных процессов у разных исследователей могут быть вызваны непостоянством в широких пределах датировок границ шкал геологического времени по [1, 2, 19, 24] (табл. 1, рис. 2).

В приведенном примере (см. табл. 1, рис. 2) исключена граница  $T_1-T_2$  как возможное проявление в пределах 1–6 млн. лет по [1, 2, 11] второго импульса событий на границе Р–Т по [1], сенон и неоком рассмотрены как подэпохи мела; пермь, девон и ордовик имеют двучленное деление; силур не расчленен по материалам [19].

Связаны между собой и масштабы событий. Например, рубежу между крупнейшими палеозойской и мезозойской эрами фанерозоя соответствуют:

беспрецедентное двухимпульсное массовое вымирание до 95% всех видов организмов по [1, 17, 19];

завершение длительного, продолжительностью до 80–90 млн. лет, глобального покровного оледенения с установлением геократического климата на материках

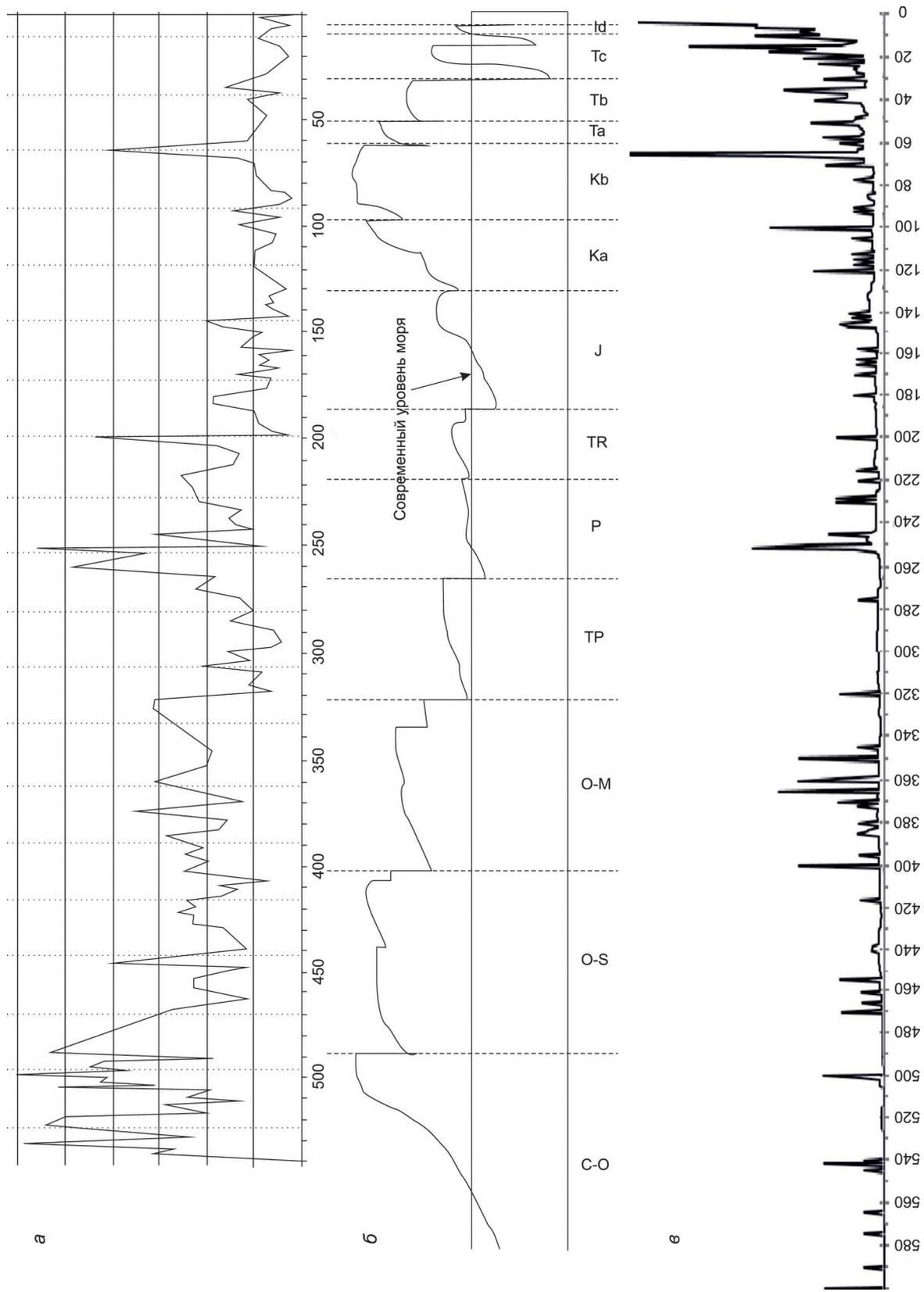


Рис. 1. Интенсивность вымираний в фанерозое [25] (а), кривая эвстатических колебаний уровня океана [3] (б), интенсивность импактных событий по материалам [12] (в)

**1. Пример шкалы в коридоре возможных значений границ эпох по материалам [19, 24] с уменьшением продолжительности каждой последующей эпохи на 0,7 млн. лет**

Границы эпох шкал геологического времени	Минимальное значение, млн. лет назад	Максимальное значение, млн. лет назад	Расчетная граница, млн. лет назад	Длительность эпох, млн. лет
Q/N	1,0	2,6	1,0	Q=11,5
Pli/Mio	5,0	13,0	13,2	Pli=12,2
Mio/Oli	22,5	27,0	26,1	Mio=12,9
Oli/Eoc	33,8	40,0	39,7	Oli=13,6
Eoc/Pal	53,0	60,0	54,0	Eoc=14,3
Pal/Sen	63,0	70,0	69,0	Pal 5,0
Sen/	80,0	90,3	84,7	Sen 5,7
K <sub>2</sub> /K <sub>1</sub>	95,0	110,0	101,1	(K <sub>2</sub> -Sen)=6,4
/Neo	118,0	131,8	118,2	(K <sub>1</sub> -Neo)=17,1
K <sub>1</sub> /J <sub>3</sub>	125,0	149,5	136,0	Neo=17,8
J <sub>3</sub> /J <sub>2</sub>	149,0	165,2	154,5	J <sub>3</sub> =18,5
J <sub>2</sub> /J <sub>1</sub>	172,0	188,0	173,7	J <sub>2</sub> =19,2
J <sub>1</sub> /T <sub>3</sub>	180,0	213,0	193,6	J <sub>1</sub> =19,9
T <sub>3</sub> /T <sub>2</sub> +T <sub>1</sub>	200,0	235,0	214,2	T <sub>3</sub> =20,6
T <sub>2</sub> +T <sub>1</sub> /P <sub>2</sub>	225,0	254,0	235,5	T <sub>2</sub> +T <sub>1</sub> =21,3
P <sub>2</sub> /P <sub>1</sub>	240,0	272,8	257,5	P <sub>2</sub> =22,0
P <sub>1</sub> /C <sub>3</sub>	270,0	300,0	280,2	P <sub>1</sub> =22,7
C <sub>3</sub> /C <sub>2</sub>	300,0	308,2	303,6	C <sub>3</sub> =23,4
C <sub>2</sub> /C <sub>1</sub>	316,8	328,0	327,7	C <sub>2</sub> =24,1
C <sub>1</sub> /D <sub>3</sub>	345,0	368,0	352,5	C <sub>1</sub> =24,8
D <sub>2</sub> /D <sub>1</sub>	370,0	400,2	378,0	D <sub>3</sub> +D <sub>2</sub> =25,5
D <sub>1</sub> /S	395,0	422,4	404,2	D <sub>1</sub> =26,2
S/O <sub>2</sub>	425,0	446,0	431,1	S=26,9
O <sub>2</sub> /O <sub>1</sub>	445,0	473,4	458,7	O <sub>2</sub> =27,6
O <sub>1</sub> /Є <sub>3</sub>	487,0	510,0	487,0	O <sub>1</sub> =28,3
Є <sub>3</sub> /Є <sub>2</sub>	497,0	530,0	516,0	Є <sub>3</sub> =29,0
Є <sub>2</sub> /Є <sub>1</sub>	509,0	549,0	545,7	Є <sub>2</sub> =29,7
Є <sub>1</sub> /V	534,0	600,0	576,1	Є <sub>1</sub> =30,4

[17] и отсутствие значительных оледенений до конца палеогена [7];

самая масштабная регрессия с перерывом даже в тетических разрезах, закрытием позднедокембрийско-раннепалеозойских океанов и становлением суперматерика Пангеи от полюса до полюса в виде полосы шириной до 7 тыс. км [1, 6, 7, 18, 21];

снижение содержания кислорода до раннепалеозойских значений с последующим быстрым возрастанием до исторического максимума к 200–125 млн. лет назад [15, 17, 21];

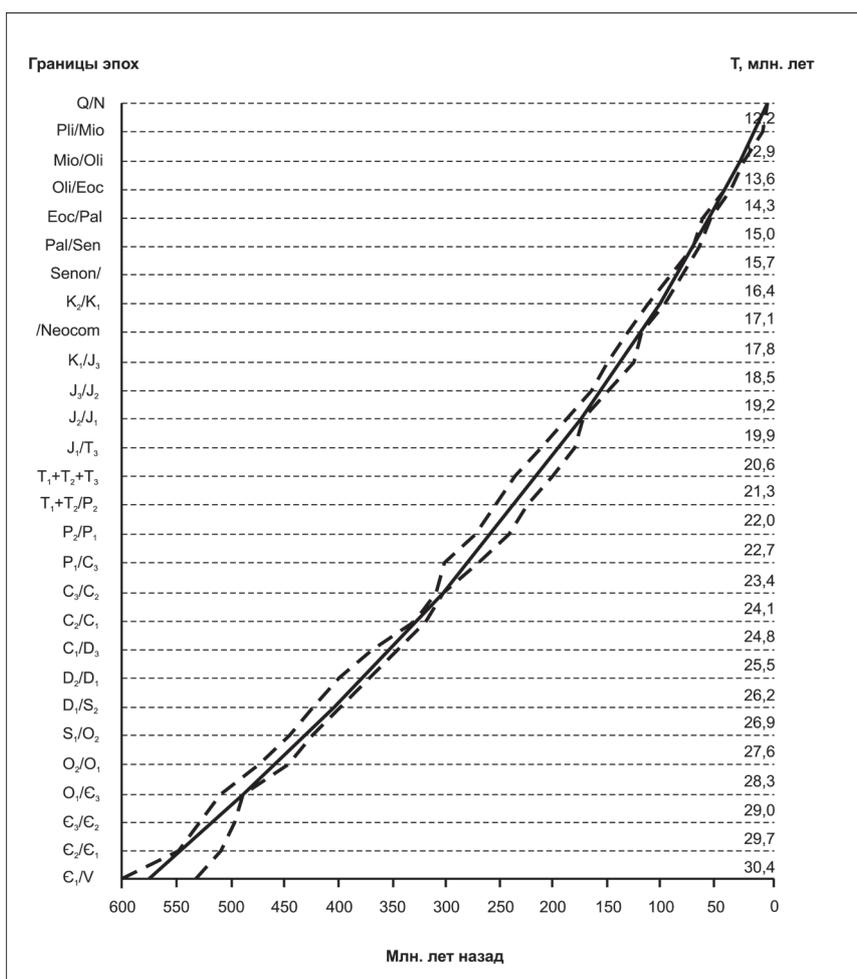
возникновение суперокеана Панталассы, включавшей по материалам [6] антиподальные Тихоокеанскую и Доатлантическую окраинные суперкотловины, а также значительное изменение конфигурации Пра-Тетиса [6, 17];

два импульса образования многочисленных «трубок взрыва», толщи предположительно взрывных отложений мощностью до 1000 м [9], возможно и самый крупный импакт в виде Панталассы;

резкий скачок глобального охлаждения планеты, выразившийся в максимальных импульсах магматизма в палеозое с формированием самой крупной в мире Тунгусской трапповой провинции и траппов Эмейшань [9, 18];

предположительное зарождение антиподальных суперплюмов под Тихим океаном и Африкой, пространственно, хронологически и масштабно связанных с Тихоокеанской и Доатлантической котловинами Панталассы [6, 9, 13];

быстрый и масштабный, возможно до 90° [15], пово-



**Рис. 2.** Пример возможной арифметической регрессии — периодичности от 30,4 до 12,2 млн. лет в «коридоре» максимальных и минимальных значений границ эпох фанерозоя различных шкал геологического времени по материалам [19, 24] (средняя линия)

рот плоскости экватора планеты;

90-градусная перестройка планетарного тектонического плана с формированием за счет коры древних океанических впадин складчатых структур Урала и Аппалачей, начало относительного максимума абсолютных скоростей движения континентов в интервале 250–220 млн. лет назад [4, 6, 7, 18];

смена суперхрона обратной полярности — участка относительно спокойного геомагнитного поля с крайне редкими инверсиями в интервале 300–250 млн. лет назад сдвоенными пиками увеличения частоты инверсий в интервале 260–210 млн. лет назад [4, 19].

Сопоставимость повторений в фанерозойской истории разных кратковременных процессов, хронологические связи и закономерные периодичности, совпадения масштабов и числа импульсов различных событий на отдельных рубежах, а также корреляция между амплитудами граничных событий и масштабами последующих постепенных длительных процессов свидетель-

ствуют о наличии между ними причинно-следственных связей. Но указанные совпадения не могут служить достаточным доказательством единой природы рассматриваемых процессов без установления объединяющей системы непротиворечивых взаимоотношений [1, 6, 7]. Целью данной работы и является попытка установления такой системы.

При сопоставлении хронологически связанных кратковременных глобально-масштабных процессов многими исследователями предполагается, что массовые вымирания — одно из последствий в комплексе причинно-следственных связей катастрофических событий на рубежах эпох. В соответствии с законом роста разнообразия биосферы при стабильном состоянии внешней среды таксономическое разнообразие биосферы должно непрерывно почти неограниченно возрастать без достижения стазиса за счет эволюционного дробления экологических ниш [1]. Поэтому сама биосфера не рассматривается в качестве возможной

непосредственной причины прошлых МВ или других глобальных кратковременных событий. В настоящее время под вопросом степень ее влияния на климат фанерозоя, формирование месторождений углеводородов и даже на уровень содержания кислорода в атмосфере. На роль первопричины катаклизмов претендуют импульсы крупных импактов [1, 17] на том основании, что они по определению не могут быть следствием других, хронологически связанных с ними планетарных процессов. Но главной трудностью при рассмотрении множества взаимосвязей является естественное желание объяснить все какой-либо единственной причиной, игнорируя необходимость системного подхода. Поэтому с целью установления иерархических связей между происходившими в прошлом быстрыми преобразованиями планеты анализ данных проводился методом исключения от обратного — от кризисов биоты до первоисточника с разделением граничных процессов на непосредственные, спусковые, первичные по [1], первопричину и другие, прямо не связанные с МВ.

Основными непосредственными абиотическими причинами прошлых рубежных МВ внешней и внутренней групп гипотез предполагаются резкие граничные изменения: 1) климата, 2) составов атмосферы и гидросферы, 3) интенсивностей радиационного и космического излучений [1]. В качестве возможных причин перечисленных глобальных изменений на рубежах эпох, хронологически связанных с кризисами биоты, предлагаются следующие, спусковые для вымираний, факторы:

1) снижение инсоляции из-за запыленности атмосферы при внешнем космическом воздействии или усилении эксплозивного вулканизма. В работе предположение не рассматривается в связи с данными о совпадениях роста разнообразия биосферы и повышения интенсивности эксплозивного вулканизма, а также несовпадения масштабов вымираний в северном и южном полушариях при глобальной запыленности атмосферы на границе мел–палеоген [1, 6, 11, 20]. Событие этого рубежа хронологически, пространственно и масштабно связано с формированием глубоководных котловин Северного Ледовитого океана по [6, 17] и возникновением Исландского плюма: масштабы мел-палеогенового вымирания в северном полушарии выше, чем в южном [6], также имеются данные о том, что содержание  $I_r$  импактного происхождения снижается в южном от Дании направлении;

снижение теплового баланса планеты по причине колебаний солнечной активности [1, 20]. Но в связи с тем, что уменьшение потенциальной (внутренней) энергии планеты необратимо, и однажды подвергшаяся оледенению Земля не могла бы вернуться в первоначальное состояние за счет солнечного излучения [15] ввиду повышения отражающей способности поверхности, гипотеза кардинального снижения температуры

планеты в целом должна предусматривать механизм последующего восстановления. Но даже увеличение в два раза предполагаемого количества кинетической энергии космических тел, переходящей в тепловую при столкновениях с Землей, не способно обеспечить восстановление тепла, за возможным исключением случаев глубокого проникновения [10]. Поэтому гипотеза похолодания климата рассмотрена именно как кратковременное снижение температуры непосредственно поверхности континентов и континентальных бассейнов при снижении давления;

снижение атмосферного давления на поверхности континентов по причине резкого падения уровня гидросферы и атмосферы в первые километры по материкам [15, 18] ниже ложа океанов со снижением подошвы хионосферы (снегового слоя — слоя оледенения) до шельфа. Подобная масштабная регрессия могла привести к глобальному покровному оледенению антарктического типа, а также изоляции глубоководных котловин с падением уровня карбонатной компенсации на несколько километров по [6] до дна бассейнов. Данное предположение включает гипотезы похолодания климата — именно океаны обогревают атмосферу, и также гипотезы нарушений циркуляции вод. А глобально засушливые (ксеротермические) обстановки, сопровождавшиеся деградацией почв и истощением пищевых ресурсов [1], могли быть следствием еще более масштабных регрессий кровли хионосферы ниже поверхности континентов: Вейл и др. считают, что амплитуды эвстатических колебаний оценены лишь приблизительно [6]. Это подтверждается относительно низкой расчетной амплитудой пермь-триасовой регрессии в работе [3] (см. рис. 1).

2) пароксизмальный вулканизм с выделением громадных количеств углекислого газа, окислов азота и серы, предположительно приводящих к резким изменениям климата и воздействию на биоту [1, 6]. Гипотеза не рассматривается в связи с хронологическими совпадениями роста разнообразия биосферы и усиления вулканизма по [1, 6, 11, 20];

кратковременные бескислородные обстановки, связанные с эвстатическими колебаниями уровня океана. Предположение о токсически высоком содержании кислорода в атмосфере как возможной причины МВ исключено на основании длительности эпох роста и высокого содержания кислорода по [1, 21];

возможность импульса изотопии в результате роста срединно-океанических хребтов (СОХ) и центральных поднятий исключается вследствие длительности роста СОХ, затишья спрединга и магматизма существовавших поднятий и плюмов в моменты кризисов по [11, 20]. Гипотеза кратковременной изотопии состава вод океана [6] при новообразовании плюма может рассматриваться только в совокупности с другими процессами в связи с ее воздействием преимущественно на морскую биоту; кратковременное изменение химических составов

атмосферы и океана в результате импактных событий, например, падений комет частично углеводородного состава [2, 10, 17];

высокий рост токсического содержания метана в атмосфере в результате высвобождения газогидратов при снижении давления, а также резкое падение содержания кислорода до глобально аноксических условий на континентах и в эпиконтинентальных бассейнах по причине масштабных регрессий гидросферы и атмосферы по материалам [6, 7].

3) гипотеза роста космического излучения вследствие снижения интенсивности магнитного поля в результате палеомагнитных инверсий исключается вследствие отсутствия данных о принципиальных изменениях напряженности геомагнитного поля Земли при перемещениях палеомагнитных полюсов за последние 2,5 млрд. лет;

предположение о повышении радиации в результате поступления в океан радиоактивных элементов из рифтовых зон океанов не рассматривается в связи с временными несовпадениями указанных процессов с МВ [1];

рост интенсивности космического излучения [6]: из-за истощения озонового слоя вследствие периодических импульсов усиления водородной дегазации мантии и ядра [1] при зарождениях новых плюмов; регрессий тропосферы и озонового слоя на несколько километров; усиления внешних к Солнечной системе воздействий на траектории ее орбиты [1], например, при пересечениях со Спиральными рукавами [2] и близких взрывах сверхновых [6].

Поскольку перечисленные рубежные хронологически связанные непосредственные причины МВ имеют различные источники, далее рассматриваются взаимосвязи внутри спускового комплекса причин из масштабных глобальных регрессий, возникновений новых депрессий и импактных событий, не исключая других внешних космических воздействий.

#### **Глобальные регрессии:**

оледенения не рассматриваются в качестве причин масштабных регрессий ввиду небольших амплитуд гляциоэвстатических колебаний в 60–200 м [6, 7];

перераспределение вод Мирового океана в результате возможно имевших место в истории быстрых поворотов плоскости экватора планеты, ввиду различия полярного и экваториального радиусов примерно в 22 км, одновременно с регрессией в экваториальных областях гипотетически могло привести к трансгрессии в полярных районах по материалам [6, 7, 18];

причинами трансгрессий и плавных колебаний уровня моря амплитудой в 300–500 м могут быть постепенные изменения и подъем в системе СОХ, подъемы центральных поднятий и океанического дна в целом, но перечисленные процессы не способны объяснить резкие снижения уровня океана в сотни метров по [3] и первые километры.

При исключении перечисленных гипотез, остается возможная причина масштабных мгновенных регрессий вследствие быстрых возникновений новых глубоководных депрессий по [5] со скачкообразными принципиальными изменениями-перестройками конфигураций и размеров ранее существовавших бассейнов по [6, 18, 21] с условием, что первоначально новообразования были значительно глубже современных морей и океанов (на поверхности магматических котловин глубинами до 2900 км):

прекращение циркуляции и изоляция глубоководных бассейнов возможны при снижении уровня гидросферы на 4–5 км до ложа океана в случае новообразования параболической депрессии, вместимостью близкой к современному объему вод океанов около 1,4 млрд. км<sup>3</sup> — размером с Коралловое море площадью >4 млн. км<sup>2</sup> или Аравийско-Нубийский нуклеар (гигантскую кольцевую структуру) в 2,2 тыс. км при глубинах до трети диаметров;

высокогорное оледенение континентов возможно при падении нижней границы хионосферы с уровня около 5 км в экваториальном поясе по [15] ниже шельфа, что допустимо при возникновении депрессий вместимостью >3,8 млрд. км<sup>3</sup> — размерами с Саргассово море или Амазонский нуклеар диаметром около 3,2 тыс. км при глубинах в 1100–950 км;

установление на континентах и шельфе разреженного, глобально сухого бескислородного резко континентального аридного климата, красноцветного осадконакопления и эвапоритового седиментогенеза марсианского типа возможно при снижении нижней температурной границы существования воды в нетвердом виде в  $-41^{\circ}\text{C}$ , предполагаемой кровли хионосферы на величину >10,5 км в экваториальном поясе в случае образования депрессии размером с Северо-Американский нуклеар диаметром 3,8 тыс. км при глубине до 1/3 размеров структуры. Это косвенно подтверждается существованием аридно-ледниковых тиллоидов по [20], а также внешне парадоксальным несовпадением масштабов изменений климата на севере и юге в позднем палеозое [21], предположительно вызванных различием в первые километры высот границ хионосферы в северном и южном полушариях;

снижение озонового слоя ниже шельфа и ложа океанов с повышением жесткого космического излучения возможно при регрессии атмосферы на величину >10–50 км, что может быть следствием образований котловин размерами от Северо-Американского нуклеара до Тихоокеанского бассейна. Имеющиеся данные о Тихом океане позволяют рассматривать его структуру именно как изостатически (магматически) наполняющуюся кольцевую депрессию: некоторые исследователи глобальную систему зон субдукции на ранних этапах образования Тихоокеанского бассейна уподобляют гигантской воронке диаметром около 18 тыс. км и глубиной ниже поверхности внешнего ядра.

**Новообразование депрессий.** В настоящее время

указываются следующие вероятные механизмы образования глубоководных депрессий: в результате рифтогенеза и спрединга [6], быстрой базификации-океанизации-погружения земной коры континентального типа вследствие подъема к литосфере флюидосодержащих мантийных плюмов с уничтожением существовавшей литосферы и значительными изменениями состава и структуры мантии, а также тождественного по конечному результату импакта по [5, 10]. Впадины тоже делятся на два принципиально различных типа: длительно развивающиеся за счет более глубоководных кольцевых межконтинентальные раскольные бассейны с дивергентными пассивными асейсмичными окраинами атлантического типа и быстро образующиеся относительно изометричные кольцевые котловины с центральными поднятиями-астенодиапирами и субдукционными конвергентными активными сейсмичными окраинами тихоокеанского типа [6, 9, 15].

Обоснованные возражения в отношении гипотезы базификации вызваны формированием плюмами поднятий, но не депрессий, а также нерешенностью вопроса происхождения самих плюмов. Не противоречащей другим кратковременным процессам гипотезой возникновения кольцевых глубоководных котловин предлагаются импактные события [5], что может быть подтверждено синхронностью бомбардировок, регрессий (см. рис. 1) и новообразований глубоководных котловин на рубежах эпох: с максимумами площадей эпиконтинентальных морей (то есть с завершениями трансгрессий — моментами регрессий) и кульминационными моментами роста поднятий совпадают интервалы импульсов кимберлитобразования [9] предположительно импактной природы.

Значительная часть глубоководных котловин планеты наблюдаются как замкнутые понижения дна океанов и морей более или менее изометричной формы. Они представляют собой ровные поверхности с уклонами в сотые или тысячные доли градуса — абиссальные равнины, аналогичные изостатически выровненным поверхностям ударных кратеров на других планетах и их спутниках, отличающихся от Земли отсутствием гидросферы [5, 9]. Подобные ударные кольцевые структуры, заполненные мантийными массами, установлены и на Земле — это кратеры Садбери (Sudbury) и Вредефорт (Vredefort) [10].

Столкновения Земли с телами размерами как Марс (6,8 тыс. км) могли приводить к образованию округлых в плане кратеров размерами от 1 до 40 диаметров снарядов по [10, 14] и величиной до 80–90% самой мишени в соответствии с относительными размерами самого крупного кратера на астероиде Веста. Для менее вязких тел допустимы ударные воронки первоначальными глубинами больше радиуса самого тела и размерами до его диаметра.

На стадии экскавации часть материала будущего кратера выбрасывается со скоростью, превышающей

вторую космическую, что приводит к эрозии планеты — уменьшению ее массы [5, 10], а также усилению импульса бомбардировки в результате возвращения осколков со скоростями в первые км/с. Таких скоростей крупным обломкам достаточно для пробития тонкой коры над центральными поднятиями глубоководных котловин и внедрения в слабвязкие диапиры с формированием каналов «трубок взрыва» (ТВ) согласно гипотезе глубокого проникновения космических тел Д.М.Барринджера (D.M. Barringer) 1905 г. По имеющимся данным, создание глубоких трубчатых депрессий различного масштаба предшествовало внедрению кимберлитовых магм: даже самые глубинные ксенолиты кимберлитовых ТВ на поверку оказываются лишь осколками древней океанической коры.

После экскавации глубина кратковременно существующего переходного кратера, не прошедшего стадию обрушения, составляет до трети диаметра депрессии [10]. В более длительные временные интервалы вслед за обрушением может наблюдаться изостатический (магматический) подъем, благодаря которому кратер выполаживается практически до плоской альбедной структуры [10]. Неизбежность магматических процессов в крупной импактной депрессии в результате резкого падения давления в мантии, даже без видимого поступления свободной воды или импактогенного образования выводных каналов для подкоровой магмы, и подъем дна переходного кратера подтверждаются наблюдениями реальных объектов [5, 10] и не требуют оправдывать допустимость «конвективно-субдукционного» погружения разуплотненного материала в более плотную мантию до границы внешнего ядра. Сравнения таких гравитационно и магматически выровненных ударных структур размерами до и более 70–100 км соответственно могут приводить к необоснованным выводам об уменьшении глубин кратеров с увеличением их размеров по материалам [5, 10] и снижению величин проникновений ударников с ростом скоростей и масштабов столкновений. Так, в кратерах диаметром >1800 км на Луне объем расплавленной породы даже превосходит объем зоны экскавации [10].

При подъеме мантийного расплава происходит его разуплотнение до 3,3–2,9 г/см<sup>3</sup> и пропорциональное увеличение объема. Увеличивающийся в объеме поступающий астенолит может формировать центральные поднятия: для всех типов депрессионных осадочных структур характерна обращенность поверхностного и глубинного рельефа в виде астенодиапиров расплавленной магмы, по-видимому, определяющих их формирование. Поднятия диапиров проявляются в свойственной крупным депрессиям кольцевого типа центробежной тектонике от центра к периферии — «раздвижению» новообразованной коры с поднимающейся центральной областью к бортам котловин по [6, 15] и последующим погребением в виде наблюдаемых изометричных холодных высокоскоростных колец псевдосубдукции.

**Импульсы импактов.** По опубликованным данным, в Солнечной системе возможное количество потенциальных ударников в виде комет и астероидов плотностями до  $8,0 \text{ г/см}^3$  и общей массой  $>10^4\text{--}10^6$  масс Солнца превышает  $10^{12}\text{--}10^{15}$ . Но эродированность планет земной группы по сравнению с планетами-гигантами указывает на разделяющий их пояс астероидов как на основной источник импактов, в настоящее время общей массой сравнимой с массой Марса, размерами тел до 1000 км и допустимыми скоростями столкновений с Землей до 72,8 км/с.

Эпохи относительно мелкоимпактных событий продолжительностью до первых десятков миллионов лет (см. рис. 1, 2), при наличии огромного количества потенциально опасных крупных объектов в непосредственной близости в плоскости эклиптики и частых столкновениях в поясе астероидов [10], свидетельствуют о внешней к Солнечной системе природе рассматриваемых масштабных импульсов дестабилизации орбит малых тел. Вблизи Солнца не предполагается источников подобной периодичности по [6, 20, 21]. Все это вынуждает рассматривать в качестве единственно возможной первопричины повторяющихся динамических воздействий на орбиты астероидов регулярные неоднородности диска Галактики в плоскости орбиты Солнца [1, 2], проявленные в виде Спиральных рукавов [8].

**Другие кратковременные процессы. Возникновение плюмов.** Диаметр канала плюма по мере его подъема остается практически постоянным, прошедший через каналы материал в верхней мантии всплывает в основном вертикально и заполняет области, расположенные над каналами. При этом мантийная конвекция не оказывает влияния на всплывание плюма, что вызывает вопрос: как в условиях отсутствия разломов флюид, отделяющийся от жидкого ядра, проходит сквозь плотную мантию с допустимой скоростью 100 см/год более 2000 км радиуса Земли [4] при наличии десятков других действующих зон разгрузок в теле необратимо остывающей планеты? И не является ли в таком случае деятельность суперплюмов причиной самой мантийной «конвекции»?

Существуют различные версии образования плюмов, не претендующие на универсальность:

по причине нарушения стационарности внешне-го ядра, сопровождающегося тепловыми взрывами со спонтанными массовыми выбросами газов. Но есть данные, что содержания летучих компонентов в плюмах находятся на уровне валовой силикатной Земли и даже ниже;

вследствие подъема из глубин мантии разогретых струй, «прожигающих» литосферу. Но для этого температура плюма должна превышать температуру астеносферы до  $1500^\circ\text{C}$  [15];

всплывание-подъем в верхнюю мантию легкого материала, выделяющегося в процессе дифференциации по плотности на границе ядра и нижней мантии или в слое

D". Но в этом случае стабильность расположения по отношению друг к другу горячих точек на поверхности Земли накладывает существенное ограничение на скорость течений вещества в нижней мантии — их скорость должна быть не больше  $\sim 1$  см/год, а также ограничивается диапазон возможных глубин «корней» плюмов;

проникновение, внезапный прорыв субдукционного вещества верхней мантии в нижнюю в виде глобальных лавинообразных нисходящих плюмов («аваланшей»), которые приводят к образованию компенсирующего глобального восходящего плюма. Гипотеза не объясняет механизма возникновения самих кольцевых структур планетарного масштаба, необходимых для формирования «аваланшей», игнорирует дискуссионность «конвективного субдукционного» погружения разуплотненного верхнемантийного вещества в более плотную нижнюю мантию, а также неприменима к плюмам с «корнями» на глубинах до 100–670 км, включая плюмы в суперплюмах;

термохимическая гипотеза предполагает, что источниками плюмов являются мантийные воронки на границе ядро–мантия, в которых происходят химические реакции с участием водорода. В них могут образовываться легкоплавкие компоненты, понижающие температуру плавления нижнемантийного вещества, благодаря чему поддерживается питающий канал и происходит подъем термохимического плюма.

В последних гипотезах признается то, что образование масштабных кольцевых структур мантийных воронок и питающих каналов предшествует возникновению плюмов, а также служит необходимым условием и возможной причиной их зарождения. Сами воронки и питающие каналы логично могут быть объяснены как последствия столкновений в виде ударных кратеров конусообразных форм и каналов проникновений высокоскоростных тел: в большинстве случаев реальные кратеры отличаются от полусферических — пробоины на сверхвысоких скоростях представляют собой кратеры-тоннели глубиной, пропорциональной  $V^{2/3}$  снаряда, с ударными воронками округлой формы, значительно превосходящими диаметры самих снарядов по [14]. На Марсе, Каллисто и Ганимеди наблюдаются центральные лунки в глубоких частях ударных кратеров [10], в достаточно подробно исследованных геофизическими методами погребенных предположительно импактных структурах различаются конусообразные кратеры и каналы проникновений в наиболее глубоких частях, аналогичное строение имеют многие крупные плутоны и расслоенные интрузии. На примере детально изученных кимберлитовых трубок в их обобщенном разрезе различают кратерную, диатремовую и канальную части.

По широко распространенной, но весьма ограниченной применимой для количественных оценок ударно-взрывной аналогии, эффективный центр «взрыва», вызываемого ударом, располагается на глубине примерно равной диаметру ударника, при этом остается неясным

точное определение эквивалентной глубины заложения [10]. Если же вместо одномоментного «взрыва» на фиксированной для любых сочетаний материалов и скоростей глубине в 1–2 диаметра ударника провести аналогию с непрерывной генерацией ударной волны от точки соприкосновения снаряда с мишенью до момента его остановки и разгрузки давления, ситуация проясняется. Допустимо сравнение с взрывом удлиненного заряда: шпуры (горные выработки) одного диаметра для самых различных глубин и удлинений зарядов имеют воронки конуса выбросов приблизительно равных глубин и диаметров. Пустой остаток канала шпура глубже конуса выброса, так называемый стакан, остается без явных следов воздействия взрыва.

По современным представлениям о геометрии ударной волны предполагается следующее. Область высокого давления, созданного сверхскоростным ударом представляет собой тонкую оболочку, а не полусферу [10] при превышении скорости движения снаряда над скоростью, возникающей в материале мишени ударной волны. Ударная волна, формирующая приповерхностный кратер, распространяется радиально от оси канала погружения сверхскоростного снаряда и затухает-рассеивается пропорционально пройденному расстоянию и возрастающему с глубиной литостатическому давлению. Поэтому сама воронка кратера может иметь глубину значительно меньшую, чем глубина проникновения ударника. Конечная форма и размеры кратеров практически не зависят от особенностей источника энергии — расхождение в оценке энергии ударника по размеру кратера может составлять до 40 крат [10].

Вопросы вызывает также предлагаемый ударно-взрывной аналогией механизм торможения снаряда. Ударная волна, после того как она доходит до свободной поверхности ударника, отражается в виде волны разрежения или разгрузки; разрежение распространяется со скоростью звука в сжатом материале, разгружая его практически до нулевого давления, и тормозит его (при этом во время разгрузки передача импульса и энергии ударника в мишень продолжается и заканчивается только тогда, когда волна разрежения достигает границы раздела) [10]. Подобный подход может привести к выводу, что чем выше скорости звука и ударной волны в материале ударника, тем меньше глубина его проникновения. На самом деле при ударе материалов различной плотности скорость ударной волны в более плотных материалах выше.

На основании изложенного целесообразно воспользоваться экстраполяцией экспериментальных данных на события большего масштаба с помощью законов подобия. Например, для скорости удара в 30 км/с по закону подобия внутренняя и кинетическая энергии ударника становятся практически постоянными и составляют только малую долю полной энергии, начиная со времени достижения ударником глубины в 10 собственных диаметров по [10]:

Для расчетов глубин проникновений артиллерийских снарядов используются эмпирические Березанская и другие формулы [16], которые имеют прямо пропорциональный вид для низкоскоростных (до 1–1,2 км/с) столкновений тел с представляющими практический интерес плотностями по [14]. По материалам [16] на скоростях до 1,2 км/с глубины проникновений металлических ядер в мишени плотностью до 2,7 г/см<sup>3</sup> могут достигать величины более 10 диаметров снарядов. При дальнейшем повышении скорости удара глубины проникновений продолжают возрастать, но уже по степенной зависимости ( $V^{0,88}-V^{0,33}$ ) [10, 14] (рис. 3).

Для расчетов глубин проникновений при столкновениях пластичных металлов по нормали на скоростях 1–4 км/с предлагается формула Чаргера и Саммерса (1959 г.)  $H/L=2,28(P_p/P_t)^{2/3}(V_i/c)^{2/3}$ , где  $H$  — глубина проникновения ударника,  $L$  — диаметр ударника,  $P_p$  — плотность материала ударника,  $P_t$  — плотность материала мишени,  $V_i$  — скорость ударника,  $c$  — скорость звука в материале мишени [10]. Существуют методы расчетов для различных сочетаний материалов и скоростей ударов до и более 14–18 км/с. Широко распространенное мнение о «взрывном» испарении материала ударника при скорости столкновения >12 км/с вызвано пределом технических возможностей используемых в экспериментах легкогазовых пушек. На самом деле снаряды могут разрушаться в результате разгрузки давления, а не в момент ударного повышения нагрузки, и после прохождения тонких мишеней на скоростях до 1–6 км/с. А возможны случаи, когда снаряды остаются целыми при столкновениях со скоростью >10 км/с [14]. Имеются данные, что при обстреле габбро-анортозитовой мишени на скорости до 11 км/с железный снаряд претерпевает лишь частичное плавление, а полный переход металла в парообразное состояние происходит при скорости столкновения >30 км/с.

Разумеется, сложности пропорциональных изменений ускорения силы тяжести и других значимых условий — водонасыщенности, вязкости, температуры и возрастающего с глубиной литостатического давления пород мишени делают лабораторные эксперименты лишь в малой степени применимыми к ударным процессам планетарного масштаба по [10]. Но несмотря на перечисленные трудности, результаты опытов для различающихся по массам ударников (3–65 г [14] и 4,7–113,0 кг по материалам [16]) при неизменности ускорения силы тяжести и сравнимых соотношениях свойств сталкивающихся материалов (см. рис. 3), свидетельствуют об увеличении более чем в 5 раз (в диаметрах ударников) глубин проникновений на скоростях до 1,2 км/с с ростом масштабов экспериментов на 2–4 порядка. Такое снижение баллистических пределов — минимально необходимых плотностей, размеров и скоростей снарядов для гарантированного пробития мишеней конечной толщины, подтверждает явление масштабности и дает основание считать, что

при дальнейшем повышении размеров опытов до планетарных величин глубины проникновений не могут быть меньше, чем экстраполированные данные малоразмерных лабораторных испытаний. По формуле Чартерса и Саммерса до внешнего ядра сквозь мантию средней радиальной плотностью в  $4,4 \text{ г/см}^3$  и скоростью звука в материале мишени (средней радиальной скоростью  $P$ -волн)  $11,6 \text{ км/с}$  на скорости  $72,8 \text{ км/с}$  удара по нормали может проникнуть сферический железный снаряд диаметром  $>250 \text{ км}$ . Это согласуется с размерами в  $250\text{--}1000 \text{ км}$  большинства выявленных современными геофизическими методами каналов мантийных плюмов цилиндрической формы и скоростных неоднородностей.

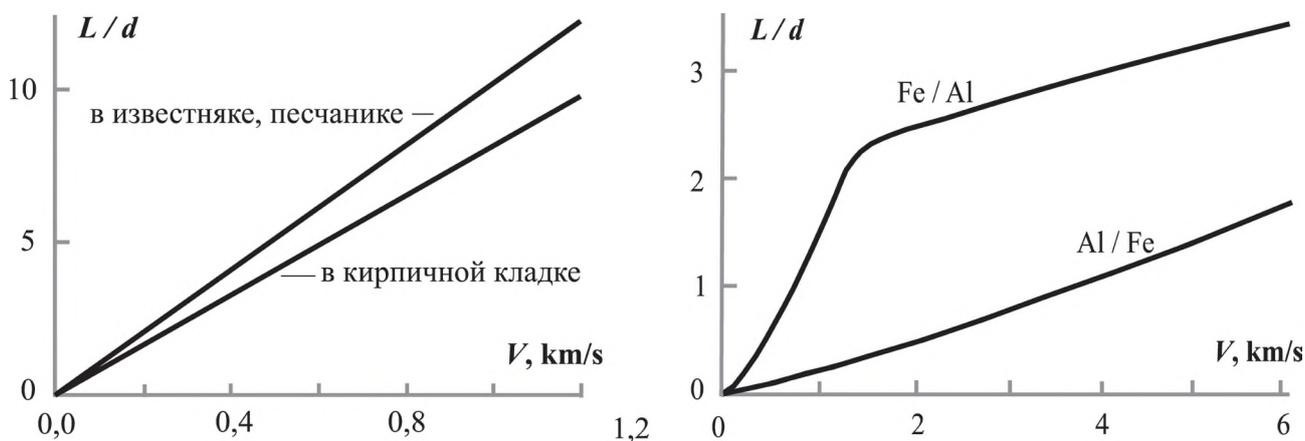
Рассматривая планету как преграду толщиной  $12,7$  тыс. км, средними радиальными плотностью  $8,5 \text{ г/см}^3$  и скоростью  $P$ -волн  $10,6 \text{ км/с}$ , для скорости соударения по нормали в  $72,8 \text{ км/с}$  предельные размеры ударников могут составить: железного —  $1,6$  тыс. км, каменного —  $2,8$  тыс. км. Пропорциональная  $V^{2/3}$  зависимость глубин проникновения снарядов на сверхвысоких скоростях подтверждается и для случаев, когда материал снаряда значительно уступает по прочности материалу мишени и даже полностью разрушается при соударении [14] (см. рис. 3). В соответствии с размерами предполагаемых каналов антиподальных суперплюмов баллистический предел скорости железного астероида величиной около  $4,4$  тыс. км для проникновения сквозь аналогичную планету мишень толщиной всего в  $3$  диаметра снаряда может составить  $16 \text{ км/с}$ . О возможном существовании сквозного канала проникновения в теле планеты свидетельствуют совпадения размеров и простирааний реликтов каналов антиподальных суперплюмов и их антиподальных суперпроявлений в рельефе, различных слоях мантии и поверхности внешнего ядра по материалам [9]. А также пространственная, мас-

штабная и хронологическая взаимосвязь с крупнейшими антиподальными кольцевыми мегаструктурами — Дюатлантической и Тихоокеанской окраинными котловинами Панталассы предположительно пермь-триасового (Pz-Mz) возраста.

**Скачки охлаждения.** Основным источником теплопотерь планеты указывается океаническая, преимущественно молодая кора [6]. В ней максимальные потери тепла по сравнению с зонами спрединга СОХ наблюдаются в горячих точках плюмов с принципиально отличной от спрединга геодинамической обстановкой — высокой скоростью подъема, повышенными температурой и продуктивностью магматизма. На основании длительного времени «отставания» (до нескольких десятков миллионов лет) первого проявления магматической активности плюма на поверхности Земли от момента его возникновения [4] и быстрого (до  $1\text{--}3$  млн. лет) «образования» крупных трапповых провинций в моменты скачков охлаждения планеты, делается вывод о том, что импульсы потерь тепла не связаны с действующими плюмами, но возможно обязаны зарождениям новых.

Другой предположительной причиной масштабных скачков теплопотерь с импульсами нарастания литосферы называются тождественные подъемам плюмов постимпактные изостатические наполнения ударных кратеров мантийным материалом по [5, 10].

**Генерация кислорода.** Атмосфера более чем на  $1/5$  стала кислородной до появления наземных растений, и подобное обстоятельство заставляет рассматривать проблему альтернативных, не биогенных источников кислорода в формировании атмосферы Земли: кислород атмосферы — продукт разложения воды, а не восстановления углекислоты, к тому же фотосинтез не в состоянии обеспечить объем современного кислорода. Начало резкого роста содержания кислорода в позднем палеозое



**Рис. 3.** Глубины проникновений, отнесенные к диаметрам железных ядер, по материалам [16] результатов артиллерийских испытаний, глубины проникновений, отнесенные к диаметрам ударников, в зависимости от скорости соударения для разных сочетаний материалов снаряда и мишени [14] по результатам лабораторных экспериментов

при длительном, возможно до 15 млн. лет, низком био-разнообразии по [1], кроме трансгрессии атмосферы, может быть связано с ростом жесткого космического излучения на трансгрессивно-регрессивные высокогорные эпиконтинентальные бассейны. А длительный масштабный рост содержания кислорода и водорода не исключается в результате термической диссоциации воды в новообразованной депрессии возможной первоначальной глубиной до поверхности внешнего ядра, имеющего в настоящее время температуру до 5000°C.

**Повороты плоскости экватора.** Возможной причиной кардинальных изменений плоскости экватора некоторыми исследователями предполагается изменение центра тяжести планеты при выбросе большого объема материала из мантии и ядра с последующим перемещением возникшего дефекта массы в район полюса, а нового центра тяжести к плоскости экватора по [4, 15]. При этом отмечается, что даже раскрытия океанов и аккреции суперконтинентов (перестройки расположений океанов и континентов) не могли повлиять на наибольший главный момент инерции Земли, зависящий только от массы и радиуса [13], если не допускать мгновенности образований новых кратеров-котловин и их большей первоначальной глубины. Новообразованная и перемещенная в полярную область масштабная депрессия, исходя из термодинамических предпосылок, постепенно заполнится глубинным мантийно-ядерным материалом, сформировав аналогичную лунным масконам положительную гравитационную неоднородность по [10], с последующим перемещением аномалии-маскона ротационной силой в экваториальную область [13].

Очевидно, что для значительного к оси вращения поворота огромного гироскопа при существенной разнице полярного и экваториального радиусов может потребоваться кардинальный масштаб изменений распределения масс в виде новообразования Тихоокеанской котловины-супермаскона. Но с учетом возможности независимого вращения оболочек мантии относительно ядра, а также относительно друг друга по границам фазовых переходов, в которых может резко увеличиваться пластичность материала, для рассматриваемых движений можно допустить достаточность изменений в верхней мантии.

**Вспышки тектогенеза.** Классическая теория мантийной конвекции неприемлема для объяснения движения океанских плит [6], поэтому в совокупности с данными о затишье спрединга на геохронологических рубежах [18] «конвекция» не может рассматриваться как причина активизации и соответственно самого тектогенеза континентов либо сдвига оболочек планеты. Основной причиной импульсов тектонической активности в настоящее время многими исследователями рассматривается изменение ротационного фактора в виде изменений оси и скорости вращения планеты либо отдельной ее оболочки [6, 7, 13]. Поскольку наибольший главный момент инерции Земли зависит

от массы, радиуса [13] и распределения масс, причинами необходимых изменений могут рассматриваться масштабные ударные выбросы мантийного материала со снижениями массы и изменениями центра тяжести планеты в целом либо мантийных оболочек, а также постимпактные уменьшения размеров мишени при магматическом заполнении кратера с повторным изменением центра масс. Наложенное ускорение вращения с продолжающимся уменьшением размеров Земли отмечается отдельными исследователями и сегодня.

**Инверсии.** Кратковременные фазы учащения геомагнитных инверсий включают быстрые миграции полюсов на 180° практически по окружности, сравнительно близкой к 90° меридиану в западном и восточном полушариях. Эта окружность субперпендикулярна оси антиподальных восходящих Африканского и Тихоокеанского суперплюмов, совпадающих с экваториальными вздутиями узлов аномальных масс в оболочке планеты — устойчивой осью главного момента инерции современной Земли по [9, 11, 13, 15]. Поэтому в отличие от возможного поворота плоскости экватора с изменением оси вращения и диполя главного момента инерции, в случае инверсии диполь масс сохраняет вращение в плоскости эклиптики, а ось вращения оболочки возвращается к прежней ориентации относительно Солнца. Смена полюсов в таком случае возможна в результате менее масштабных, постепенно накапливающихся изменений баланса масс в верхнемантийной оболочке, неустойчивого при перераспределении мантийного материала и других крупных ударах (табл. 2).

Таким образом, практически все хронологически и масштабно связанные глобальные быстропротекающие процессы на Земле могут быть обоснованно объединены в единую непротиворечивую систему. В которой причиной повторяющихся перерывов в плавном течении длительных процессов являются импульсы падений крупных астероидов, вызванные внешним галактическим воздействием, подтверждая предположение Галлея 1694 г. об импактных причинах образований глубоководных котловин и глобальных катастроф в истории Земли. Комплекс взаимосвязей согласуется как с установленными закономерными периодичностями и хронологическими последовательностями резких изменений, так и с совпадениями интенсивностей граничных событий и масштабов последующих постепенных процессов. Существование системы может служить достаточным доказательством единой природы кратковременных процессов [1, 6, 7], а также ударных гипотез образований кольцевых глубоководных котловин и плюмов, многокилометровых регрессий и ротационной природы землетрясений как единственно возможных условий существования самой системы.

**Галактическая первопричина.** Существование в фанерозойской истории периодичности от 30 до 12 млн. лет предположительно внешних динамических воздействий на объекты Солнечной системы возможно только при

## 2. Схема возможных причинно-следственных связей граничных событий



вращении установленных возмущений-неоднородностей среды диска Млечного пути с угловой скоростью, значительно превышающей угловую скорость Солнца. Время оборота для модели из двух Рукавов-возмущений, как продолжительности двух эпох геохронологической шкалы, составляет в среднем около 26 млн. лет в последние 90–100 млн. лет по [1] или 23,5–23,8 млн. лет в настоящее время (см. табл. 1, рис. 2), что совпадает с данными о современном периоде обращения объектов Галактического центра примерно в 24 млн. лет.

Возможность стационарной галактической ударной волны (ГУВ) еще не означает, что она должна существовать — за спиральную структуру Галактики могут быть ответственны отстающие волны плотности, выбросы из Центра газов, продуктов взрывов или иной материи (энергии), групповая скорость которых направлена от центра к периферии по [8]. В таком случае угловые скорости распространений возмущений среды будут совпа-

дать со скоростью вращения самого дипольного генератора излучений (традиционно такой механизм сравнивают с действием вращающейся поливальной установки или проблескового маяка, реже паркеровскими спиральными солнечного ветра), значительно превышая угловые скорости вращений объектов Галактической плоскости за пределами центральной коротационной области радиусом около 3 кпк (рис. 4). Соответственно установленное различие характеристик спиральных неоднородностей диска [8] будет зависеть от свойств возможных выбросов. По модели Галактики [22] (см. рис. 4), исходя из современной периодичности вращения объектов Центра в 23,5–24,0 млн. лет, радиальные составляющие расширений Спиральных возмущений можно приблизительно оценить: Стрельца и Лебедя-Внешнего рукава в 350–520, Персея и Щита-Центавра в 450–550, Ориона в 600–800 км/с. Указанные скорости отвечают диапазону звездных ветров Ю.Н.Паркера (E.N.Parker) порядка

100–1000 км/с и наблюдаемым интенсивностям солнечных космических лучей (СКЛ) в 260–500 км/с, 500–1000 км/с и до 800–1500 км/с.

Потоки звездных лучей до  $E > 10^9 - 10^{10}$  эВ — ионизованной плазмы преимущественно из протонов соответствуют характеристикам предполагаемых выбросов, обладают ударной волной и необходимой энергией. При высокой интенсивности излучений (звездная плотность в центральной части нашей Галактики на 4–7 порядков выше, чем в «галактических» окрестностях Солнца) возможности ускорений частиц на фронтах ГУВ и в магнитном поле ядра, длительное давление высокоскоростных звездных КЛ высоких энергий из Центра представляется достаточным для дестабилизации орбит малых тел Солнечной системы (как и прекращение воздействия потока). Реально спиральная структура представляет собой одновременно и возмущения плотности, и возмущения скорости в диске Галактики [8] до 10–15%, значительно отличаясь от «бесстолкновительных» условий.

Ударные волны СКЛ, наблюдаемые в околоземном пространстве, в большинстве случаев связаны с нестационарными спорадическими высокоскоростными потоками. Имеются данные, что плотность энергии высокоскоростного солнечного ветра может возрастать в десятки сотен и тысяч раз по сравнению со спокойным и достигать значений  $50 - 100 \text{ н/см}^3$  и  $50 \text{ Эрг/см}^2 \cdot \text{с}$ . По аналогии со спорадическими СКЛ масштабные границы геологических эпох вполне могут соответствовать прохождением через Солнечную систему высокоскоростных потоков ветвей Ориона и его антипода, что согласуется с современной анизотропией КЛ сверхвысоких  $E \geq 10^{18}$  эВ из центра Галактики, а менее скоростным рукавам — слабее проявленные в истории грани-

цы веков геохронологической шкалы.

По имеющимся представлениям, вследствие ионизованности звездный ветер может выбрасываться только вдоль осей магнитных полюсов сверхмассивных объектов, аналогично выбросам узконаправленных пучков излучений из несовпадающих с осью вращения магнитных полюсов пульсаров. Нахождение рукавов большинства спиральных галактик строго в плоскости вращения может указывать на совпадения магнитных полюсов их ядер с плоскостями вращений. По всей видимости, взаимодействующие магнитные поля тесных двойных систем сверхмассивных объектов сливаются в единый мощный магнитный диполь, совпадающий с диполем масс, задолго до фактического слияния самих тел. В ядре Млечного пути предполагается существование не менее двух объектов массами до  $10^6$  масс Солнца по [8], падающих с ускорением друг на друга. Логарифмический вид Рукавов, в отличие от Архимедовой-Паркерской спирали в случае равномерного вращения излучателя, подтверждает ускорение вращения ядра Галактики как сливающейся двойной системы и согласуется с повышением частоты границ — сокращением продолжительности фанерозойских эпох предположительно на 2,8 млн. лет за каждые две эпохи (см. рис. 2, табл.1).

При ширине ветви Ориона в области Солнца около 3 тыс. световых лет [22], возможное время прохождения КЛ через объекты диска при расчетной радиальной скорости потока в 600–800 км/с может составить примерно 1,1–1,8 млн. лет. За это время звездные лучи допустимой плотности могут передать звездам диска значительное количество энергии, объем которого зависит только от габаритов приемников. По имеющимся гипотезам, благодаря своим размерам именно звез-

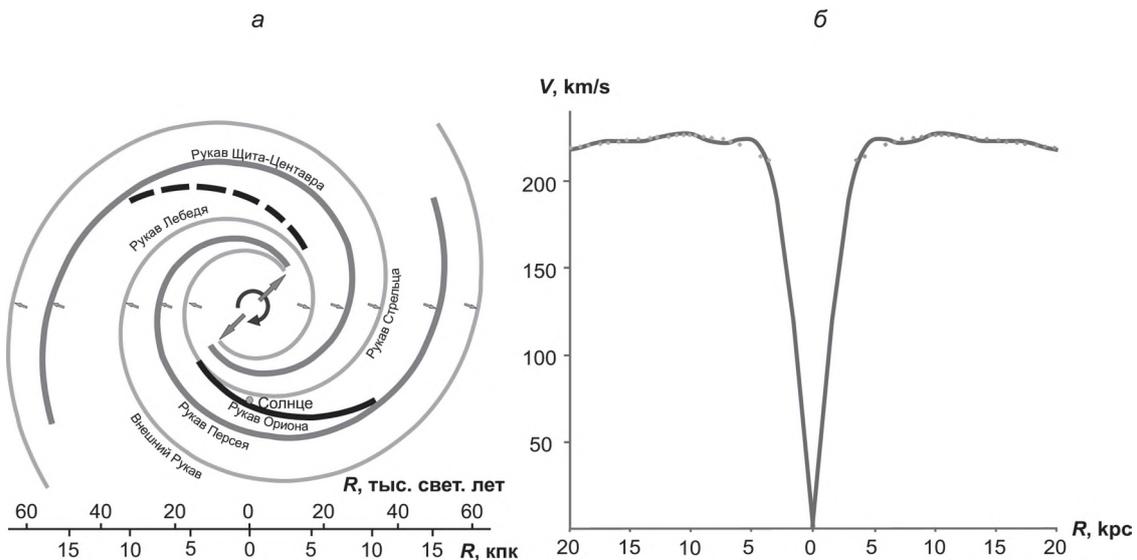


Рис. 4. Схема логарифмически спиральных рукавов Млечного пути по данным [22] (а), кривая вращения диска Галактики [23] (б)

ды-гиганты могут саккумулировать за относительно короткое время в приповерхностных слоях максимум дополнительной энергии, возможно до критических  $10^{49}$ – $10^{51}$  эрг ( $10^{38}$ – $10^{44}$  Дж), необходимых для вспышек в качестве сверхновых SN II типа. Сверхновые этого типа характерны только для спиральных рукавов, что свидетельствует в пользу допустимости звездно-ветровой природы рассматриваемых излучений, одной из возможных причин вспышек другого типа называются столкновения-слияния самих звезд.

Таким образом, предположение о первопричине глобально-масштабных исторических импульсов изменений на Земле вследствие бомбардировок крупными телами пояса астероидов, как результате периодических динамических возмущений среды диска Млечного пути расширяющимися от центра потоками излучений звездных ветров сверхвысоких энергий из магнитных полюсов вращающегося с ускорением ядра Галактики не противоречит установленным современным данным, подтверждает существующие обоснованные гипотезы расширений спиральных ветвей и ускорения вращения галактического ядра. А в совокупности с данными о несоответствии кривой вращения Млечного пути законам механики, наблюдениями радиальных от центра движений звезд, потоков пыли и газов, позволяет рассматривать изложенный механизм как возможную причину формирования самого диска.

Автор выражает искреннюю благодарность А.М.Ануфриеву, А.Х.Абдулову, А.В.Багрову, А.Т.Базилевскому, А.А.Баренбауму, С.В.Белову, С.В.Быкову, И.С.Веселовскому, Н.М.Гладких, Г.А.Гончарову, А.В.Ермохину, А.В.Засову, А.В.Захарову, Б.С.Зейлику, И.И.Зинченко, Б.А.Иванову, А.Н.Козловскому, Е.М.Коробовой, В.В.Кузнецову, Г.Н.Кузнецову, Ю.А.Лаврушину, А.В.Лобанову, О.Ю.Малкову, В.Л.Масайтису, Ю.П.Орловецкому, Л.В.Рыхловой, С.И.Свертилову, В.И.Сергиенко, А.Я.Сидорину, Г.Я.Смолькову, В.И.Старостенко, В.Г.Сурдину, С.Д.Транковскому, А.Н.Тюрину, В.И.Фельдману, В.М.Фомину, А.И.Хлыстову, А.М.Черепашуку, Р.Ф.Черкасову, В.В.Шевченко, А.А.Шило, Н.И.Шишкину, Г.А.Шишкиной за информационную поддержку, методические рекомендации и конструктивные критические замечания.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.С. Массовые вымирания в фанерозое // Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. — М., 1998.
2. Баренбаум А.А. Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. — М.: ГЕОС, 2002.
3. Вейл П.Р., Митчем Р.М., Томсон С. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря // Сейсмическая стратиграфия. Т. 1. — М.: Мир, 1982. С. 160–183.
4. Диденко А.Н. О временной связи процессов в ядре и литосфере // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 3. С. 187–198.
5. Дитц Р.С. Океанические впадины обусловлены падением астероидов (новая гипотеза) // Рельеф и геология дна океанов. Сборник трудов Международного коллоквиума Национального центра научных исследований. — М.: Прогресс, 1964. С. 186–194.
6. Кеннетт Дж.П. Морская геология. В 2-х томах. Пер. с англ. — М.: Мир, 1987.
7. Красилов В.А. Эволюция и биостратиграфия. — М.: Наука, 1977.
8. Марочник П.С., Сучков А.А. Галактика. — М.: Наука, 1984.
9. Мелекесцев И.В. Роль вихрей в происхождении и жизни Земли // Вихри в геологических процессах. — Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2004. С. 25–70.
10. Меллоу Г. Образование ударных кратеров: геологический процесс. — М.: Мир, 1994.
11. Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в развитии Земли // Сорос. образов. журнал. 1999. № 8. С. 60–70.
12. Михеева А.В. Полный каталог импактных структур Земли (2012). <http://labmpg.sscs.ru/impact>.
13. Оровецкий Ю.П., Кобелев В.П. Горячие пояса Земли. — Киев: Наукова думка, 2006.
14. Свифт Х.Ф. Механика соударения со сверхвысокими скоростями / Динамика удара. — М.: Мир, 1985. С. 173–197.
15. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. — М.: МГУ, 2002.
16. Третьяков Г.М. Боеприпасы артиллерии. — М.: Воен. изд-во, 1947.
17. Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Историческая геология: Учебник. — М.: МГУ, 1997.
18. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника. Палеозой. — М.: Недра, 1991.
19. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. — М.: Мир, 1985.
20. Чумаков Н.М. Динамика и возможные причины климатических изменений в позднем мезозое // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. — М.: Наука, 2004. С. 149–157.
21. Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. — Ленинград: Гидрометеиздат, 1985.
22. Churchwell E., Babler B.L., Meade M.R. et al. The Spitzer/GLIMPSE Surveys: A New View of the Milky Way // Publications of the Astronomical Society of the Pacific. 2009. Vol. 121. No 877. Pp. 213–230.
23. Cooperstock F.I. and Tieu S. General relativistic velocity: the alternative to dark matter // Modern Physics Letters. 2008. A 23:1745–1755.
24. International Stratigraphic chart. 2012. <http://www.stratigraphy.org/ics/20chart/ChronostratChart2012.pdf>.
25. Melott A.L. and Bambach R.K. Nemesis Reconsidered // Monthly Notices of the Royal Astronomical Society Letters. 2010. No 407. Pp. 99–102.

## Условия образования железистых кварцитов в раннем докембрии

В.М.ЖМАКИН

Обсуждаются проблемы образования железистых кварцитов и условий на Земле в раннем докембрии, когда атмосферы Земли, Марса и Венеры качественно не отличались и состояли из  $\text{CO}_2$  и  $\text{N}_2$  с небольшим количеством восстановленных газов. Среднегодовая температура варьировала от 300 до 320К. Существовавшие условия способствовали химическому выветриванию пород и коллоидному выносу окиси железа и  $\text{SiO}_2$ . Опытами показано, что концентрация коллоидов железа значительно возрастает с повышением температуры, поэтому сделан вывод о том, что они выносились летом, а  $\text{SiO}_2$  постоянно. Различия в температуре, давлении и растворимости газов обуславливали стратификацию глубоких бассейнов по Eh и pH, что вело к появлению закиси железа и определенного профиля железистых минералов: сульфиды, карбонаты, магнетит, гематит.

*Ключевые слова:* ранний докембрий, атмосфера, растворимость газов, железистые кварциты.

Жмакин Владимир Максимович, v.zhmakin@mail.ru

## Conditions of formation of ferriferous quartzites in early Precambrian

V.M.ZHMAKIN

The problems of the formation of ferruginous quartzite and conditions on Earth in the early Precambrian. Earth's atmosphere at that time could not be qualitatively different from the atmospheres of Mars and Venus, and consisted of  $\text{CO}_2$  and  $\text{N}_2$  with a small amount of reduced gases. The average annual temperature varied from 300 to 320K. These conditions contributed to chemical weathering of rocks and removal of colloidal iron oxide and  $\text{SiO}_2$ . Experiments have shown that the concentration of iron colloids increases significantly with temperature, so they were brought out in the summer, and  $\text{SiO}_2$  constantly. Differences in temperature, pressure and gas solubility, deep pools were stratified by Eh and pH, which led to the appearance of iron oxide and iron minerals Profile: sulfides, carbonates, magnetite and hematite.

*Key words:* Early Precambrian, the atmosphere, the solubility of gases, ferruginous quartzite.

О происхождении железистых кварцитов и составе атмосферы Земли в докембрии существует множество мнений. Автор обсуждает эти проблемы с привлечением планетарных и геологических данных, экспериментов и расчётов. При всем разнообразии, железистые кварциты характерны для докембрия в целом и им присущи общие закономерности, которые рассмотрены с конкретизацией особенностей.

### *Условия у поверхности земли в раннем докембрии.*

Атмосфера Земли в раннем архее не могла качественно отличаться от атмосфер Венеры и Марса [14]. Она состояла из  $\text{CO}_2$  и  $\text{N}_2$  с небольшим содержанием (в порядке убывания)  $\text{SO}_2$ , CO,  $\text{Cl}_2$ , HCl,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_3$ , SO,  $\text{O}_2$  (на 22 и 55 км) 20–44 ppm (миллионные доли), как на Венере, в нижней атмосфере Марса  $\text{O}_2$  0,13% [22]. Количество восстановленных газов определялось реакциями с  $\text{CO}_2$  и  $\text{SO}_2$  (см. таблицу, реакции 1–5) с активацией их излучением. Если при хорошей растворимости  $\text{SO}_2$  и  $\text{NH}_3$  и средней  $\text{H}_2\text{S}$  сохранялись в воде, то  $\text{CH}_4$  при низкой растворимости разлагался в атмосфере. Земля от парникового эффекта охлаждается преимущественно при испарении. На Венере из-за малых объемов воды [14] температура на ранних этапах должна была превышать точку кипения. При появлении жидкой фазы на ней на-

чался бы необратимый вывод  $\text{CO}_2$  из атмосферы углеродом и в карбонатах, как на Земле с появления осадочных пород примерно с 3,9 млрд. лет. По удельным парниковым показателям для  $\text{CO}_2$  0,013 и  $\text{H}_2\text{O}$  0,0704 К м<sup>2</sup>/кг можно оценить их количество в атмосфере Венеры в это время [45]. При светимости Солнца 71%, альbedo как на Марсе 0,16 и радиационной температуре 222,7К давление  $\text{CO}_2$  ( $P_{\text{CO}_2}$ ) составляло:  $(373-222,7)/0,013=11561,5$  кг/м<sup>2</sup> (113 кПа) и 294 кг/м<sup>2</sup>  $\text{H}_2\text{O}$  в виде пара, что повышало температуру до 394К без учета нагревания от поверхности [45]. Далее она только повышалась.

Ранее показано, что приведенные содержания (масса газа в атмосфере/к массе планеты) углерода и азота в атмосферах Венеры, Земли (с учётом гидросферы и осадочной оболочки), Марса и Юпитера почти линейно уменьшаются, а воды закономерно изменяются с расстоянием от Солнца [14]. Поэтому относительно Венеры в земную атмосферу было выделено: 4963 (49 кПа)  $\text{CO}_2$ , и по отношению к  $\text{CO}_2$  — 114  $\text{N}_2$  (1,1 кПа) и 41937 кг/м<sup>2</sup>  $\text{H}_2\text{O}$ , а средняя температура у поверхности Земли составляла ~314К [45]. При таком давлении и молекулярной массе газов больше в 1,6 раза, чем в современной атмосфере, высота тропосферы в

Наиболее вероятные многостадийные реакции в экзосфере Земли в докембрии

№ п/п	Реакции	lg K при T, К*			P, кПа (Па)* при T-323К
		298	323	348	
<i>В атмосфере, атмосферной и поверхностной воде</i>					
1	$CO_{2r} + CH_{4r} = H_2O_{ж} + 2C_{гр}^{**}$	5,1	3,7	2,5	$CH_{4r} < 0,02$
2	$SO_{2r} + CO + 3H_2S_r = 3H_2O_{ж} + 4S_k + C_{гр}^{**}$	30,2	24,9	20,4	
3	$3/2CO_{2r} + 2NH_{3r} = 6H_2O_{ж} + N_{2r} + 3/2C_{гр}^{**}$	15,1	12,7	10,7	$NH_{3r} \sim 0,1\text{Па}$
4	$CO_{2p} + 2SO_{2p} + 2H_2O_{ж} = 2SO_4^{2-} + 4H^+C_{гр}$	4,5	1,8	-1,0	
5	$H_2SO_{4r} + H_2S_r = SO_{2r} + 2H_2O_{ж} + S_k$	13,5	12,1	10,9	
6	$SO_4^{2-} + CO_p + 2H^+ = CO_{2r} + H_2O_{ж} + SO_{2r\uparrow}$	10,6	11,6	12,7	
<i>В коре выветривания</i>					
7	$Fe_2O_{3к} + 3H_2CO_3 = 2Fe(OH)_{3к} + 3CO_{2r\uparrow}$	0,3	1,1	1,7	$CO_{2r} > 24$
8	$SiO_{2ам} + 2H_2CO_3 = H_4SiO_{4p} + 2CO_{2r\uparrow}$	0,73	1,4	2,0	
9	$Al_2(Si_2O_5)(OH)_4к + H_2CO_3 = 2Al(OH)_{3к} + 2SiO_{2ам} + CO_{2r\uparrow}$	0,59	0,78	0,94	$CO_{2r} > 45-50$
10	$CaCO_{3к} + TiO_{2к} + SiO_{2ам} = CaTi(SiO_4)_k + CO_{2r}$	-0,73	-0,05	0,54	$CO_{2r} < 91$
11	$Fe_2(SiO_4)_к + 4H^+ = 2Fe^{2+} + SiO_{2ам} + 2H_2O_{ж}$	22,4	20,0	18,0	
12	$Fe_2(SiO_4)_к + 1/2O_{2p} + 3H_2CO_3 = 2Fe(OH)_{3p} + SiO_{2ам} + CO_{2r\uparrow}$	25,7	—	—	
13	$2Fe_2(SiO_4)_к + SO_{2p} + 6H_2CO_3 = 4Fe(OH)_{3ам} + S_k + 2SiO_{2ам} + 6CO_{2r}$	17,4	—	—	
<i>В водоемах</i>					
14	$FeS_{2ам} + Fe(OH)_{3ам} + 12H^+ = 7Fe^{2+} + 15H_2O_{ж} + S_2O_3^{2-}$	56,9	—	—	
15	$4Fe(OH)_{3ам} + S_2O_3^{2-} + 8H^+ = 4Fe^{2+} + 2HSO_3^{2-} + 9H_2O_{ж}$	37,5	—	—	
16	$2Fe(OH)_{3ам} + HS^- + 2H^+ = Fe(OH)_{2p} + Fe(OH)^+_к + S_k + 3H_2O_{ж}$	10,1	—	—	
17	$Fe(OH)^+_к + 2Fe(OH)_{3ам} + OH^- = Fe_3O_{4со} + 4H_2O_{ж}$	11,7	—	—	
18	$Fe^{2+} + 2Fe(OH)_{3ам} + 2OH^- = Fe_3O_{4со} + 4H_2O_{ж}$	19,0	—	—	
19	$FeS_{ам} + 2Fe(OH)_{3ам} = Fe_3O_{4со} + H_2S_p + 2H_2O_{ж}$	-3,6	—	—	$H_2S_r < 0,25$
20	$FeS_{ам} + H_2O_{ж} + CO_{2p} = FeCO_{3ам} + H_2S_p$	-3,4	—	—	$H_2S_r < 0,0044$
21	$FeCO_{3к} + 2Fe(OH)_{3ам} = Fe_3O_{4ам} + CO_{2p} + 3H_2O_{ж}^{***}$	-2,2	—	—	$CO_{2r} < 67$

*Примечание.* Сокращения: р — раствор, г — газ, ам — аморфный, со — свежесоздаженный, ж — жидкость, гр — графит, к — кристалл; термодинамические потенциалы [4, 26]; \*приближенные значения без учета  $H_2O_r$  и разложения в атмосфере; в 19–21 P при T 298K, \*\*при  $P_{CO_2} = 55$  кПа,  $P_{SO_2} = 10$  Па; \*\*\*с аморфным  $FeCO_3$ ,  $P_{CO_2} > 67$  кПа.

среднем не превышала 3-4 км. В теплый сезон это вело к разогреву атмосферы днем и быстрому остыванию с выпадением осадков ночью.

С начала позднего архея в железистых кварцитах нередко отмечается ассоциация магнетита с сидеритом, которая возникала при  $P_{CO_2}$  в атмосфере <67 кПа (см. таблицу, реакция 21). В корах выветривания в этот период появляются гидромусковит и сфен при отсутствии каолинита, разложение которого должно происходить при  $P_{CO_2} > 45$  кПа (см. таблицу, реакция 9). Образование сфена зависит от температуры и  $P_{CO_2}$  (см. таблицу, реакция 10). При крайних значениях  $P_{CO_2}$  она изменялась от 311 до 319К. Достоверно установленные наиболее ранние тиллиты с ледниковым ложем выявлены в отложениях Гурона с возрастом  $2288 \pm 87$  млн. лет [33]. Штриховка валунов в отложениях до

2288 млн. лет могла возникнуть от разных скоростей смещения с мелкими фракциями при деформациях сжатия и сдвига, Учитывая разность современных среднегодовых экстремумов Земли до 70–80К, наиболее вероятные среднегодовые температуры в раннем докембрии от 300 до 320К, а  $P_{CO_2}$  было в пределах от 45 до 65 кПа.

В реакциях  $CO_2$  с  $H_2$  и  $H_2$ -содержащими газами выделялся углерод (см. таблицу, реакции 1–4) из-за чего атмосфера была слабо восстановительной. Это подтверждается слабым окислением европия и церия, высоким отношением Mn/Fe,  $FeO/Fe_2O_3$ , гриналита к глаукониту и присутствием обломочных уранинита и пирита [40]. Причем в системе Витватерсранд возраст последних больше, чем у вмещающих пород [39] на 140 млн. лет [43]. В глубоких бассейнах среда была близка

к восстановительной, что показано ниже,  $H_2S$  в атмосфере почти не реагировал с  $CO_2$  из-за низкой константы равновесия ( $K_p$ ), а с  $SO_2$  и  $CO$  она уменьшается с ростом температуры (см. таблицу, реакция 2). Поэтому на Венере реакции должны происходить в верхних слоях атмосферы. Относительное содержание на ней  $lg[SO_2]=-3,9$ ,  $lg[H_2S]=-5,5$ ,  $lg[CO]=-5,5$  [22] с  $lgK_p=[SO_2][CO][H_2S]^3=-25,9$ , что отвечает 317,6К. Температуре на Земле 311К отвечает  $lgK_p=-27,3$  и логарифм ориентировочного содержания этих газов в атмосфере  $-4$ ,  $-5,7$ ,  $-5,7$  соответственно. С конца раннего протерозоя в атмосфере присутствовал  $O_2$ . В Курской магнитной аномалии (КМА) в перекрывающих железистые кварциты отложениях брекчии железистых кварцитов с возрастом около 2,0 млрд. лет окислены с частичным выщелачиванием Fe и  $SiO_2$ , а в 16 включениях из гейзеритов и фтанитов среднего протерозоя и рифея Сибири и Карелии  $CO_2$  31,8–37,1 и  $O_2$  11,9–13,7 % [33].

**Литологический состав пород и водный режим в раннем докембрии.** Породы амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма с возрастом от 3,2 до 3,9 млрд. лет известны в разных регионах мира [6, 16, 34, 35]. Метавулканы преобладают над осадочными образованиями — парагнейсами и парасланцами с глиноземом или углеродом, железистыми кварцитами, кварцитами, доломитами, кальцифирами, мраморами, иногда с ангидритом или баритом. Зеленокаменные пояса единичны. Углерод в породах без органических остатков. Конгломераты в отложениях до 3,5 млрд. лет отсутствуют [35] за исключением провинции Исуа (Гренландия) и, возможно, отдельных более поздних зеленокаменных поясов. Доломиты при метаморфизме претерпели изменения: Mg при 473К и давлении  $H_2O$  ( $P_{H_2O}$ ) 100 МПа переходит в раствор [21], а диссоциация  $MgCO_3$  в доломите на 100–150К ниже, чем у  $CaCO_3$ . Без учета мраморов и кальцифиров состав карбонатов существенно доломитовый. Железистые кварциты имеют скарновый вид, часто с не ясно выраженной полосчатостью и состоят из магнетита кварца и силикатов.

Современные доломиты с гипсом образуются в мелководных бассейнах при жарком климате. Наличие карбонатных образований с сульфатами в разных районах мира в раннем архее свидетельствует о таком же климате и небольших объемах воды на планете. На маловодность гидросферы указывают: весьма слабое развитие осадочных пород и конгломератов, примерно равномерное распределение в геологической истории  $CO_2$  (дегазированного с  $H_2O$ ) в карбонатах и углероде при почти равном его содержании с таковым в атмосфере Венеры, тренд изменения изотопов кислорода в карбонатах и кремнеземе, на основе которого объем воды 3,5 млрд. лет назад был на 2–3 порядка меньше современного [9]. Высокое отношение  $^{40}Ar/^{36}Ar$  в мантии, как основного показателя ранней дегазации

и поступления воды, могло быть связано с отдельной миграцией K и Na [14]. При этом Na был сосредоточен в земной коре в архейских плагиоклазовых гнейсах и гранитах, а K, как источник  $^{40}Ar$  — в мантии. Массовое внедрение калиевых гранитов началось в конце раннего протерозоя [35]. Мнению о кометном источнике воды на Земле противоречит ее отсутствие на Венере.

В теплый сезон мелкие водоемы интенсивно испарялись с почти полным удалением  $CO_2$ , ощелачиванием и отложением карбонатов. В иное время карбонаты частично растворялись, с появлением силикатных слойков и прослоев. Серная кислота возникала в атмосфере, как это происходит на Венере (см. таблицу, реакция 4). Попадая с дождями в перегретые мелкие бассейны с удаленными газами восстановителями, она связывалась в сульфатах. В других средах происходила абиогенная сульфатредукция кислоты (см. таблицу, реакции 5, 6), что выразилось в изотопных вариациях серы [33].

С 3,1–3,2 млрд. лет внутри существовавших и во множестве появившихся зеленокаменных поясах, а позже и в других структурах получают развитие конгломераты. Возникшие пояса сложены метавулканитами с подчиненным количеством осадочных отложений [19, 34, 35]. С 2,8 млрд. лет появляются, а затем доминируют осадочные бассейны с развитием уникальных кварцевых конгломератов и железистых кварцитов. Метаморфизм пород амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Офиолиты (ортоамфиболиты) поясов покрывают огромные площади и только в сохранившихся от эрозии зонах вкрест простирания и по мощности до 10 и более раз превышают фанерозойские. Отличаются они от последних слабым окислением железа и низким содержанием щелочей (особенно калия) [35]. Карбонатные породы [19] и сульфаты встречаются редко, и чаще начиная с 2,2 [34], а карбонаты — с 2,6 млрд. лет. Продуктивность верхнеархейских железистых кварцитов выше, чем нижнеархейских, и в их составе появляется гематит [41]. Наиболее широко железистые кварциты с гематитовыми разностями распространены в раннем протерозое. Залегают они с подстилающими толщами в основном на зеленокаменных породах архея.

Дегазация зеленокаменных поясов позднего архея привела к существенному увеличению воды на планете, что вызывало обильные атмосферные осадки с грязекаменными потоками. Этому заключению соответствуют геохимические данные о выделении основной массы воды в период до 2,5 млрд. лет [40], развитие мощных толщ конгломератов и осадочных бассейнов, перенос огромных масс  $SiO_2$  и железа, начиная с позднего архея.

**Коры выветривания и вынос компонентов.** У основания позднеархейских зеленокаменных поясов присутствуют кварциты коры выветривания. Они

могут приниматься за жильные или осадочные образования. На КМА по гнейсам развиты кварциты с мусковитом 7–12% и сфеном до 2–3% [13], в Украине — кварциты с прослоями глиноземистых пород [35] в Зимбабве (Белингве) и Канаде (Стип-Рок, Йеллоунайф) — кварцевые арениты [34]. Именно такие коры выветривания были источником кварца для конгломератов типа Витватерсранда. Коры выветривания в основании протерозоя отличаются появлением верхней зоны с мусковитом. На КМА по ортосланцам она кварц-мусковитовая с редким сфеном, по гнейсам — мусковит-кварцевая.

Прежде чем приступить к рассмотрению корообразования необходимо решить несколько проблем присущих процессу в целом и в раннем докембрии в частности. Температура и частые увлажнения в раннем докембрии вели к развитию гидромусковита. Согласно И.Ф.Гаркуше, чем выше температура и продолжительнее (или интенсивнее В.Ж.) высушивание, тем больше калия переходит в трудно обменную (не извлекаемую) форму в почвах [10]. Гидратация отдельных компонентов водой термодинамически не разрешима, но наблюдается в природе. Происходит она при выпадении перенасыщенных в атмосфере  $\text{H}_2\text{CO}_3$  дождевых вод с обратным выделением избытка  $\text{CO}_2$  при гидратации. Это повышает константу равновесия гидратации  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  при 298К на 4 порядка в сравнении с водной и аморфного  $\text{SiO}_2$  на 3 порядка и с ростом температуры (см. таблицу, реакции 7–9, 12, 13). В раннем докембрии закисное железо окислялась  $\text{O}_2$  и  $\text{SO}_2$  с гидратацией до активной формы  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  (далее  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ), гетита или лепидокрокита (см. таблицу, реакции 12–13). Достигалось оно при содержании в атмосфере  $\text{O}_2$  в миллиарды раз меньше, чем на Венере (см. таблицу, реакция 12). Гематит присутствует в составе магнетита, в нижнеархейских породах мелководных фаций Алдана [20] и верхнеархейских Стип-Рока [34]. При преобладании  $\text{CO}_2$  в атмосфере окисленность железа прямо влияла на его миграционные свойства. С ростом содержания гематита возрастало развитие железистых кварцитов от раннего архея к раннему протерозою.

Высокое содержание  $\text{CO}_2$  вызывало химическое выветривание пород. Железо и  $\text{SiO}_2$  выделялись при этом в ионном и молекулярном виде (см. таблицу, реакции 7–9, 11–13) с конденсацией в коллоиды, равновесные с водородным показателем (рН) водной среды. В коллоидной форме Fe и  $\text{SiO}_2$  и выносились, но при быстром сносе, видимо, частично мигрировало и двухвалентное железо. На коллоидную миграцию  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  указывают дисперсный гематит в кварцевых слойках и присутствие железистых кварцитов в рифее с  $\text{O}_2$  в атмосфере [25, 31], когда она возможна только в этом виде. С коагуляцией зелей  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  и  $\text{SiO}_2$  связаны оолиты и агрегаты в железистых кварцитах южной Африки [6] и, вероятно, в США [2].

Золи  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  до 1 г/л устойчивы при  $\text{pH} < 3,7$ , а  $\text{SiO}_2$  с 1,5 г/л при  $\text{pH} < 3,8$  и  $> 7,2$  и 0,75 г/л при  $\text{pH} < 5,0$  и  $> 6,0$ . При отношении коллоидов  $\text{Fe}(\text{OH})_3/\text{SiO}_2$  1:3,  $\text{pH}$  4,0 и концентрации  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  0,1–1 г/л они устойчивы к коагулирующему действию даже сульфат иона с его содержанием не выше, чем в современных океанах [27]. При  $P_{\text{CO}_2}$  60 КПа и 298К  $\text{pH}$  пресных вод 4,1. В перенасыщенных  $\text{H}_2\text{CO}_3$  дождевых водах  $\text{pH}$  мог быть  $\sim 3,8$ , а с атмосферными кислотами ( $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}_2\text{O}_3$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{HCOOH}$  и иными) и  $< 3,8$ . При выносе компонентов из кор выветривания  $\text{pH}$  воды зависел от обильности осадков. В водотоках и волновых зонах водоемов коагуляция зелей предотвращалась разбавлением и динамикой (тиксотропией) растворов. У современных дождевых вод  $\text{pH}$  4,0–6,5 [5], а содержание  $\text{CO}_2$  повышается в десятки раз в сравнении с растворимостью при его атмосферном давлении. Концентрация компонентов в водоемах зависела не столько от их содержания в растворах, сколько от скорости круговорота воды, обусловленной суточными и сезонными перепадами температуры.

Кварцевый состав кор выветривания позднего архея с небольшим содержанием глинозема и сфена указывает на вынос всех элементов, кроме части кварца, алюминия и титана. Накопление или вынос  $\text{SiO}_2$ , Fe, Al из зональных кор латеритного выветривания приурочены к отдельным зонам [7]. Миграция элементов по 16 профилям в основании протерозоя [1, 3, 8, 15, 22, 27, 31, по 2 данные автора] рассчитана по разнице их зонального распределения без учета изменения объемов. Привнос или вынос (-) в % из метабазитов, гнейсов и гранитов составил для:  $\text{SiO}_2$  от 25,1 до -30, в среднем -2,8,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 27,3 до -30,2/0,84,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  от 28,6 до -94,4/-35,4, по 14 профилям FeO от 0,0 до -98,1/-42,4 и по 11 профилям  $\text{TiO}_2$  от 54,5 до -63,6/1,9. Очевидна миграция обеих форм железа, а вынос  $\text{SiO}_2$  завуалирован отсутствием учета объемных факторов (с их учетом по двум профилям Криворожья [23] и двум на КМА вынос  $\text{SiO}_2$  составлял 15%). Вынос алюминия в докембрии постепенно снижался, а с появлением в венде бокситов Боксона в Сибири [7] исчезают типичные железистые кварциты.

При температуре от 298 до 348К растворимость  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  возрастает в 3,8, а аморфного  $\text{SiO}_2$  в 2,1 раза. Зависимость концентрации их коллоидов от температуры определена опытами. Растертая проба 18,8 г гетита с примесью гематита и 10 г кристаллического  $\text{SiO}_2$  с частицами  $\sim 50$  нанометров разделялась на четыре равные части. Они помещались в сосуды с 0,5 л дистиллированной воды насыщались  $\text{CO}_2$  для железа до  $\text{pH}$  4,7–4,9 и  $\text{SiO}_2$  до 4,8–4,9 и выдерживались до 5 суток при 280, 297, 323 и 348К. Концентрация определялась выпариванием. Сумма коллоидов с растворенным железом при температурах от 280 до 348К возросла в 5,7, а  $\text{SiO}_2$  в 1,5 раза. Это соответствует летнему выносу железа и постоянному  $\text{SiO}_2$ .

**Гипотезы и нерешенные задачи генезиса железистых кварцитов.** Подавляющим большинством исследователей признается осадочная природа железистых кварцитов с выносом железа и  $\text{SiO}_2$  из кор выветривания, вулканогенными или гидротермальными (эндогенными) растворами из недр. Поэтому очень часто их происхождение определяют из ассоциации с вмещающими породами. Этой же причиной обосновываются в основном эндогенные источники железа, но имеется множество альтернативных доводов [30]. К таким доводам также относятся: отсутствие железистых кварцитов или их аналогов в современных вулканитах, маловероятность отделения и разнеса Fe и  $\text{SiO}_2$  из точечных источников на огромные площади даже в микрослойках [37], отделение до сотен миллионов лет максимумов развития зеленокаменных поясов и железистых кварцитов, обедненность примесями железистых кварцитов и отсутствие данных об обеднении вулканогенных пород Fe и  $\text{SiO}_2$ . К обоснованию источников железа из эндогенных растворов (но без  $\text{SiO}_2$ ) привлекаются аномалии Eu и Ge [39]. Первые свойственны железистым кварцитам раннего докембрия, вторые не зависят от возраста для осадочных железных руд. Ионы Eu гидратируются при  $\text{pH} > 6,5$  [24], а Ge образует коллоидные мицеллы с  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  [36]. При низком  $\text{pH}$  Ge в коллоидах, а без  $\text{O}_2$  в атмосфере Eu в ионной форме (с  $\text{O}_2$  он образует  $\text{Eu}_2\text{O}_3$  и не мигрирует) могли выноситься при выветривании зеленокаменных пород и осаждаться как и железо при повышении  $\text{pH}$  в бассейнах. В железистых кварцитах Ge присутствует в окислах, но отсутствует в сульфидах, с которыми он связан при гидротермальной минерализации [18]. Вулканизм влиял на разубоживание железистых кварцитов [6], видимо, на снижение окислительно-восстановительного потенциала (Eh) в бассейнах, сопоставимое с современным поступлением железа и на обогащение примесями. Мнению о миграции закисного железа из разных источников с окислением при фотосинтезе в водоемах [27] противоречат присутствие железистых кварцитов в начале архея [35] до появления фотосинтеза и с  $\text{O}_2$  в атмосфере в рифее [25, 31].

Вместе с тем, только выветривание эффузивов могло стать основным источником железа для продуктивных железорудных толщ, поэтому они часто ассоциируют или перекрывают эффузивы. Мобилизация гидроокислов железа и  $\text{SiO}_2$  из кор выветривания рассматривалась многими авторами. Однако сведения о корях выветривания, миграции железокремнистых растворов, их разделении и восстановлении гидроокислов железа остались фрагментарными из-за отсутствия обоснованных данных об условиях на Земле в докембрии. Нерешен вопрос и о фациальном профиле железистых минералов, следовательно, и об осадочном профиле в целом, А.Н.Плаксенко, обосновав фациальный профиль, предполагал восстановление гидроокислов железа углеродом [30], что, как показано

ниже, противоречит фактам, Г.Л.Джеймс [42] считал, что в водоемах они восстанавливались  $\text{H}_2\text{S}$ , но профиль железистых минералов в его трактовке обратный, установленному А.Н.Плаксенко.

**Условия образования железистых кварцитов в палеобассейнах.** Для большей достоверности обстановку в бассейнах седиментации выясним на примерах железистых кварцитов с невысоким метаморфизмом [2, 6, 25, 30–32, 35–38, 41, 44] и максимумом сопутствующих фаций. Наиболее полно это отражено Н.А.Плаксенко для КМА и некоторых других районов [30]. От берега к глубоким частям бассейна для этих железистых кварцитов отмечается фациальный профиль из следующих фаций: метапесчаников и сланцев с сульфидной подфацией, силикатно-карбонатной, карбонат-силикат-магнетитовой, магнетитовой и гематитовой. По мнению Н.А.Плаксенко, сульфидная подфация выражена не резко, железо и  $\text{SiO}_2$  выносились коллоидами с восстановлением окиси железа углеродом, содержание общего железа и гематита возрастают от берега с увеличением глубины бассейна, а магнетита, серы, примесей и размер слоев — снижаются.

Однако в углистых сланцах и кварцевых конгломератах на КМА сульфиды встречаются повсеместно. Восстановление  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  углеродом не находит фактического подтверждения [27]. Не отвечают этому и почти равные его содержания в рудных и кварцевых слоях [30], а также частые вариации состава железистых кварцитов в разрезе и выдержанность в слоях по площади. Последнее не достижимо с участием углерода:  $6\text{FeO}(\text{OH}) + \text{C} = 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{CO}_\uparrow + 3\text{H}_2\text{O}_\uparrow$  при изменчивых  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и температуре (активация углерода  $> 670\text{K}$ ). В правомерности же профиля, кроме смены фаций, убеждает и уменьшение размера слоев с глубиной бассейна. Дополняется фациальный профиль выделенной автором в основании протерозоя КМА игнатеевской свитой с базальными и кварцевыми конгломератами с пиритом, Au, U, песчаниками и доломитами. Свита, распространена спорадически в пределах заливов от водотоков (эстуариев). Такой разрез с выпадением отдельных фаций предшествует железорудным толщам раннего протерозоя многих регионов мира [2, 6, 35–38, 41].

До средних ступеней метаморфизма вмещающие железистые кварциты сланцы и подстилающие кварцевые конгломераты сохраняют сульфиды, а сланцы и углерод. Они указывают на присутствие сероводородной зоны в бассейнах [39] и врез эстуариев с конгломератами и сульфидами до ее уровня. Несмотря на присутствие  $\text{O}_2$  в атмосфере, рифейские железорудные толщи также содержат сульфиды [25, 31]. В это время, видимо, возникало сероводородное заражение водоёмов по типу черноморского,  $\text{CO}_2$  оттеснялось вверх из глубоких зон. Вместе с тем, серы в железистых кварцитах мало. Содержание  $\text{H}_2\text{S}$  огра-

ничивалось: окислением его  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ , высаливанием (вытеснением) другими газами, образованием сульфидов и разложением их при диагенезе и метаморфизме в железистых кварцитах (см. таблицу, реакции 14, 19, 20). Магнетит устойчив при  $P_{\text{H}_2\text{S}} < 0,25$  кПа (см. таблицу, реакция 19).

Вне побережья температура верхней зоны крупных водоёмов ограничивалась испарением до 306К [40]. На глубине она отвечала сезонному минимуму. Волнением и дождями волновая зона пресыщалась  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , поэтому pH был меньше чем у современной морской воды насыщенной  $\text{CO}_2$ . В воде из Средиземного моря pH 7,9 при 297К. При насыщении  $\text{CO}_2$  в равновесии с атмосферой он составил 5,4. В приготовленном растворе морской воды без сульфат иона, но с буфером  $\text{Mg}(\text{OH})_2$  в осадке, 4,9 и без него 4,6. В волновой зоне pH был <4,6–4,9, поэтому эффузивы выветривались и в морской среде и часто включают прослойки железистых кварцитов.

Растворимость газов зависит от парциального давления. При равных его значениях она повышается в ряду  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{NH}_3$  и с падением температуры, то есть с возрастанием глубины бассейна. Объемная растворимость указанных газов при 293К превышает  $\text{CO}_2$  в 2,9, 448,4, 846,3 раза соответственно. Ниже волновой зоны  $\text{H}_2\text{S}$  мало высаливал  $\text{CO}_2$  и не изменял pH, но снижал Eh. Еще ниже,  $\text{SO}_2$  и  $\text{NH}_3$  частично высаливали оба газа, повышали pH и, видимо, незначительно Eh. Включения кварцитов раннего архея Алдана содержат:  $\text{CO}_2$  60% в сумме  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ , HCl и HF около 35%,  $\text{N}_2$  и редкие газы 1–8%, а  $\text{O}_2$ , CO,  $\text{H}_2$  не обнаружены [35]. Аналогичные породы архея содержат 61% и протерозоя — 44%  $\text{CO}_2$ , с 2,0 до 3,5 млрд. лет  $\text{NH}_3$  около 35%, из второстепенных —  $\text{O}_2$ ,  $\text{CH}_4$ . Ионы представлены:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  [17], но без сульфат иона.

Ниже волновой зоны на pH влияла карбонатная система. Карбонаты, если не замещены силикатами при метаморфизме, присутствуют на двух уровнях. В подстилающих терригенных отложениях их образование вызвано испарением на мелководье и подобно таковому в нижнеархейских. В железистых кварцитах и прилегающих породах они встречаются в виде прослоев и как примесь. Осаждались эти карбонаты при повышении  $\text{HCO}_3^-$  и pH из-за растворения карбонатов первого уровня и влияния  $\text{NH}_3$ . Кроме карбонатов, с содовым составом воды на глубине в отложениях железистых кварцитов, видимо, связан приуроченный только к ним Na метасоматоз. Так, при хлорит-серицитовых субфациях метаморфизма и отсутствии явных метасоматических минералов, на Сыдинском месторождении содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  в среднем 1,63% [31, 32]. Ниже зоны с  $\text{NH}_3$  давление  $\text{CO}_2$  в атмосфере вызывало нарастание его растворения со снижением pH и содержания карбонатов и магнетита с глубиной бассейна.

Зависимость восстановительной обстановки от глубины бассейна выражена профилем железистых минералов: сульфиды, карбонаты, магнетит, гематит. Однако по Г.Л.Джеймсу он имеет обратный порядок [42], что противоречит положению залегающих ниже железистых кварцитов кварцевых конгломератов с сульфидами в разных районах мира, ибо тогда их следует считать глубоководными,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$  и  $\text{NH}_3$  не только вытесняли  $\text{H}_2\text{S}$  из глубоких зон, но приводили к понижению совместно с  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  его содержания в водоемах в целом. При глубинной концентрации  $\text{H}_2\text{S}$  железистые кварциты были бы однотипны во всех бассейнах и с развитой сульфидной фацией. Фактически сульфидная фация хорошо выражена лишь в отдельных районах, иногда с вулканитами (Южная Африка [6], США [2] и Канада [38]).

Тектоника, вариации температуры и pH, содержания газов, компонентов и глубина водоемов вели к различиям состава железистых кварцитов в бассейнах и в разрезе. Например, распространение в приведенных выше районах оолитов, магнетитовых сланцев, сульфидной и сидеритовой фаций указывает на неглубокие бассейны, возможно, из-за вулканизма на повышенное содержание  $\text{H}_2\text{S}$  и образование сидерита. Замещение сидерита другими карбонатами связано как с возрастанием активности Ca и Mg, так и pH. Повышенное содержание магнетита на внутреннем поднятии КМА (Курском антиклинории) в сравнении с глубоководной зоной, как и фациальный профиль, свидетельствуют о росте значений Eh с глубиной от зоны с  $\text{H}_2\text{S}$  [13].

Слоистость в железистых кварцитах возникала при выносе железа в теплый сезон, при постоянном выносе  $\text{SiO}_2$ , а микрослоистость — от частоты выпадения осадков. Разделялись железо-кремнистые растворы при повышении pH с глубиной бассейна и разной скорости оседания коллоидов из-за различий в массе. Коагуляция золь  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  происходила при pH >4,5–5,0. Золи  $\text{SiO}_2$  начинали коагулировать при тех же pH, но вновь приобретали устойчивость при pH >6,0–7,0 и осаждались по мере насыщения. Железистые кварциты содержат мало примесей, так как заметная адсорбция гидроокислами железа катионов Cu, Cd, Zn, Ca начинается при pH среды >5,5–6,0 [28].

К настоящему времени опытами по получению магнетита из гидроокиси железа в холодных растворах определены pH >6,5–7,0 начала его появления и выход, зависящий от температуры. Так, за 2 мин при 283К он составил ~20, 293° — 75, 303° — 100% [11], что хорошо согласуется с рассмотренными условиями на Земле и в бассейнах. Особенно активные формы  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  легко восстанавливались  $\text{H}_2\text{S}$  (см. таблицу, реакции 14–16),  $\text{Fe}^{2+}$  гидратировался до  $\text{FeOH}^+$  и  $\text{Fe}(\text{OH})_2$  (см. таблицу, реакция 16) с образованием магнетита (см. таблицу, реакции 17, 18). Возникал магнетит и в процессе диагенеза (см. таблицу, реакции 19, 21).

Высокое давление  $\text{CO}_2$  в атмосфере вызывало более интенсивное его образование ниже зон  $\text{SO}_2$  и  $\text{NH}_3$  со снижением pH, растворением магнетита и карбонатов и образованием гематитсодержащих кварцитов.

Таким образом, атмосфера в раннем докембрии состояла из  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$  и небольшого количества восстановленных газов. Среднегодовая температура изменялась от 300 до 320К, что приводило к химическому выветриванию с коллоидным выносом окиси железа и  $\text{SiO}_2$ . Слоистость в железистых кварцитах связана с сезонным (летним) выносом железа и постоянным  $\text{SiO}_2$ . Вместе с различиями в давлении и растворимости газов в глубоких бассейнах изменялись Eh и pH, что вело к восстановлению  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  с профилем железистых минералов: сульфиды, карбонаты, магнетит, гематит. Приуроченность железистых кварцитов к докембрийским образованиям связана, прежде всего, с интенсивным химическим выветриванием пород и подвижностью железа и кремнезема при высоком содержании  $\text{CO}_2$  в атмосфере.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алфимова Н.А. Раннедокембрийские коры выветривания Карелии. Геологическое строение, химический состав и условия формирования // Дис. ... канд. геол.-минер. наук. — М., 2007.
2. Бейли Р.В., Джеймс Х.Л. Докембрийские железорудные формации США // Докембрийские железорудные формации мира. — М.: Мир, 1975. С. 35–69.
3. Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. Архейские метаморфизованные коры выветривания Криворожья и условия их образования // Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. — М.: Наука, 1985. С. 133–148.
4. Булах А.Г., Булах К.Г. Физико-химические свойства минералов и компонентов гидротермальных растворов. — Л.: Недра, 1978.
5. Бурков В.В. Литофильные редкие элементы в корях выветривания. — М.: ИМГРЭ, 1996.
6. Бьюкс Н.Дж. Докембрийские железорудные формации Южной Африки // Докембрийские железорудные формации мира. — М.: Мир, 1975. С. 70–127.
7. Валетон И. Бокситы. — М.: Мир, 1974.
8. Василенко Е.С., Легедза В.Я. Минералогическая и геохимическая зональность коры выветривания кварцевых порфиров Старооскольского района Курской магнитной аномалии // Геолого-минералогічний вісник. 2003. № 2. С. 49–55.
9. Галимов Э.М. Проблемы геохимии углерода // Геохимия. 1988. № 2. С. 258–278.
10. Гаркуша И.Ф. Почвоведение. — М.: Сельхозиздат, 1962.
11. Гервальд А.Ю. Синтез магнитсодержащих полистирольных микросфер // Автореф. дис. ... канд. хим. наук. — М.: Академия тонких химических технологий, 2008.
12. Жмакин В.М. О некоторых циклических закономерностях в строении курской серии Михайловского района КМА // Математические методы анализа цикличности. — М.: Наука, 1985. С. 76–83.
13. Жмакин В.М. Прогнозирование и методы поисков оруденения в зеленокаменных образованиях // Прогнозирование и поиски рудных месторождений на Воронежском кристаллическом массиве. — М.: Центр-геология, 1991. С. 71–78.
14. Жмакин В.М. Эволюция газов в протопланетном облаке и недрах внутренних планет // Геология и разведка. 2010. № 4. С. 9–14.
15. Ипатов М.М., Костюк И.М. Диагностика континентальных перерывов в докембрии Воронежского массива (район КМА) // Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. — М.: Наука, 1985. С. 51–62.
16. Казанский В.И. Эволюция рудоносных структур докембрия. — М.: Недра, 1988.
17. Казанский Ю.П. О физико-химических свойствах сред седиментации докембрийских железистых кварцитов // Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. — Новосибирск, 1977. С. 15–22.
18. Коваль И.К. Закономерности распределения и накопления германия в железистых кварцитах КМА // Геологический сборник. Воронеж: ВГУ, 1968. С. 151–160.
19. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983.
20. Коры выветривания Сибири. Кн. 2. / Под ред. Ю.П.Казанского. — М.: Недра, 1979.
21. Котов Н.В., Франк-Каменецкий В.А. Экспериментальное моделирование процессов метаморфической дифференциации // Терригенные породы раннего докембрия. — Апатиты, 1977. С. 106–121.
22. Краснопольский В.А. Фотохимия атмосфер Марса и Венеры. — М.: Наука, 1982.
23. Кулик Д.А., Покалюк В.В. Баланс вещества в осадочном цикле железнакопления в Криворожском бассейне // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 2. С. 36–49.
24. Лобачева О. Л., Джевагова Н.В., Чиркст Д.В. Термодинамические свойства гидроксосоединений катионов цериевой группы // Международная заочная научно-практическая конференция. — Новосибирск, 2012. С. 75–79.
25. Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока СССР. — М.: Наука, 1981.
26. Мельник Ю.П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. — Киев: Наукова думка, 1972.
27. Мельник Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. — Киев: Наукова думка, 1973.
28. Пивоваров С.А. Адсорбция ионов ( $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Cd}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{+}$ ,  $\text{Cl}^{-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ) на оксидах трёхвалентного железа // Экспериментальная минералогия. Т. 2. — М.: Наука, 2004. С. 255–271.
29. Пиенаар П. Докембрийские ураноносные конгломераты Онтарио. — М.: Мир, 1967.
30. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. — Воронеж: ВГУ, 1966.
31. Поднебесных А.В. Геолого-генетическая модель Сыдинского месторождения железистых кварцитов (Восточный Саян) // Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Томский ГУ, 2008.
32. Поднебесных А.В. Особенности химического состава руд Сыдинского месторождения железистых кварцитов (Восточный Саян) // Вест. Томского ГУ. Вып. 307. 2008. С. 175–178.

33. *Проблемы осадочной геологии докембрия*. Кн.1. 2 / Под ред. А.В.Сидоренко. — М.: Недра, 1975.
34. *Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М.* Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов. — М.: Научный Мир, 2008.
35. *Салоп Л.И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. — Л.: Недра, 1982.
36. *Седенко С.М.* Германий глазами геохимика // *Химия и жизнь*. 1982. № 3. С. 56–62.
37. *Трендалл А.Ф.* Докембрийские железорудные формации Австралии // *Докембрийские железорудные формации мира*. — М.: Мир, 1975. С. 155–171.
38. *Формозова Л.Н.* Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. — М.: Наука, 1973.
39. *Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. — М.: ГЕОС, 2006.
40. *Шонф. Т.* Палеоокеанология. — М.: Мир, 1982.
41. *Щёголев И.Н.* Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. — М.: Недра, 1985.
42. *James H.L.* Sedimentary facies of iron-formation // *Econ. Geol.* 1954. Vol. 49. № 3. Pp. 235–293.
43. *Science*. 2002. Vol. 297. № 5588. Pp. 1814. 1862.
44. *Spier C.A., Oliveira S.M., Sial A.N.* Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Caue Formation. Quadrilatero Ferrifero. Minas Gerais. Brazil // *Precambrian Research*. 2007. Vol. 152. Pp. 170–206.
45. *Zhmakin V.M.* Conditions on Earth in the early Archean a biogenic synthesis of chiral molecules // *European Applied Sciences: modern approaches in scientific researches: 3 rd International scientific conference*. Stuttgart. Germany.

## Сплав знаний и умений их разностороннего использования (110-летие академика Г.В.Богомолова)

С.Л.ШВАРЦЕВ (Томский филиал СО РАН; Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Национальный исследовательский Томский политехнический университет»; 634034, Томская область, г. Томск, проспект Ленина, д. 30)

Шварцев Степан Львович, tomsk@ipgg.sbras.ru

Герасим Васильевич Богомолов родился 17 марта 1905 г. в районе Сычевско-Вяземской возвышенности, расположенной в Смоленской губернии, где берут начало реки Волга, Днепр и Западная Двина. По-видимому, это обстоятельство определило его научную судьбу — заняться проблемами воды. Любопытный юноша уже в детстве обратил внимание на роль рек в разрушении горных пород, переносе механических взвесей, формировании берегов, пойм и долин. Окончив сельскохозяйственный техникум в 1922 г. и Московский межевой землеустроительный институт (1922–1923 гг.), он поступил в Московскую горную академию им. И.В.Сталина на только что открытую специальность «Гидрогеология и инженерная геология», которую окончил в 1928 г. Его учителями были выдающиеся ученые с мировыми именами академики (профессора) В.И.Вернадский, А.П.Карпинский, Г.Ф.Мирчинк, В.А.Обручев и др.

Дальнейшая карьера Г.В.Богомолова определилась главным образом двумя обстоятельствами: 1) наличием у него обширных знаний не только по гидрогеологии, но и геологии в целом, инженерной геологии, почвоведению, сельскому хозяйству, горному делу; 2) начавшимся в стране курсом индустриализации, провозглашенным XIV съездом ВКП (б) в 1925 г. и развернутым в ходе выполнения первой (1928–1932), второй (1933–1937) и начала третьей (1938–1941) довоенных пятилеток. Индустриализация потребовала новые кадры, особенно молодые, способные, знающие. Герасим Васильевич оказался именно таким специалистом. За какую бы работу он ни брался, всегда выполнял ее на высоком уровне, со знанием дела.

Начиная со студенческой скамьи Г.В.Богомолов проводил полевые гидрогеологические съемки и опытно-фильтрационные работы в Белорусской ССР, в результате которых были оценены гидрогеологические параметры, включая реальную скорость движения подземных вод, что позволило впервые грамотно оценить ресурсы подземных вод и тем самым заложить основы новой гидродинамической методики оценки гидрогеологических параметров водоносных горизонтов, которая позже получила высокую оценку. В 1929 г. Г.В.Богомолов в Минске открыл ценную минеральную воду «Минск-4», которая в лечебных целях используется до сих пор. В 1934–1935 гг. он участвовал в разработке технико-экономического обос-



**Профессор Г.В. Богомолов, 1939 год.**

нования строительства плотин Системы Сенкова, Московского и Минского метро, позже МГУ им. М.В.Ломоносова. Такие примеры из его производственной и научной деятельности можно продолжать.

Все выполняемые им исследования не просто решали какую-то конкретную практическую задачу, но и имели большое научное значение. Так, в 1939 г. Г.В.Богомолов закончил составление первой Государственной геологической карты коренных отложений Белоруссии масштаба 1:1 000 000, которая позволила предсказать наличие на этой территории калийных солей и нефтяных месторождений. Открытия этих месторождений были удостоены Государственных (Сталинских) премий СССР (1952) и БССР (1972).

В 1935 г. Герасим Васильевич становится кандидатом, а в 1940 г. доктором геолого-минералогических наук и в этом же году профессором.

Высокий уровень выполняемых работ обеспечил Г.В.Богомолу уже в молодые годы (1928–1939) ряд высоких должностей: старший гидрогеолог бюро по исследованию подземных вод Государственного научно-экспериментального института гражданских, промышленных и инженерных сооружений; заместитель директора ВОДГЕО; директор Бюро гидрогеологии и инженерной геологии ГГУ НКТП СССР. Параллельно Г.В.Богомолу преподавал в МГА им. И.В.Сталина (с 1927 г.), МГРИ им. С.Орджоникидзе (с 1928 г.), став в институте первым деканом гидрогеологического отделения (1928–1930) и в МГУ им. М.В.Ломоносова, став там первым заведующим кафедрой гидрогеологии (1942–1943). В 1939 г. Г.В.Богомолу организует первый в СССР отраслевой Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии и занимает пост его первого директора. В этой должности он работает до 1950 г., став в 1950–1953 гг. первым гидрогеологом заместителем Министра геологии СССР.

Во время Великой отечественной войны Г.В.Богомолу служил полковником в инженерных войсках, заместителем командующего тыла Красной Армии. После войны его научные исследования были многократно расширены. Продолжались начатые еще в довоенные годы исследования по разработке нового метода закрепления грунтов химическими реагентами, который оказался особенно эффективным при строительстве взлетно-посадочных полос на аэродромах. Эти исследования были отмечены в 1947 г. Государственной (Сталинской) премией СССР.

В это же время Г.В.Богомолу участвует в составлении серии палеогидрогеологических карт различных периодов геологической истории Восточно-Европейской (Русской) платформы, которые позволили на примере конкретной территории сформулировать некоторые важные положения науки «Палеогидрогеологии» в целом. По-видимому, уже в это время он осознал, что без изучения поровых растворов палеогидрогеологические исследования любого региона не могут быть полноценными. Герасим Васильевич неоднократно подчеркивал, что знание химического состава поровых растворов при различных термодинамических параметрах позволяет точнее оценить не только палеогидрогеологические условия конкретного региона, но и механизмы формирования месторождений полезных ископаемых. Поэтому уже в 1960-е годы он начал заниматься составом поровых растворов или, по В.И.Вернадскому, «волосных вод». Особенно большие работы были проведены в районах развития минеральных йодо-бромных и стронциевых вод. Они дали толчок для развертывания подобных работ во многих районах СССР (города Киев, Томск, Москва, Новосибирск и др.).

Глубокому изучению поровых растворов способствовала и развернувшаяся в 1950-е годы в стране

дискуссия по принципам униформизма и актуализма, в которой Герасим Васильевич как заместитель Министра геологии СССР и заместитель главного редактора журнала «Советская геология» принимал самое активное участие. Первый Всесоюзный литологический Съезд в 1952 г. признал правильной теорию эволюции геологических процессов. Как было признано позже, разработка в СССР проблемы эволюции геологических процессов явилась крупным вкладом в развитие мировой геологии.

Еще одно научное направление, которое развивал Г.В.Богомолу, относится к тепловым полям земной коры и теплофизическим параметрам пород. Ученый хорошо понимал, что развитие геологической науки без выяснения роли тепловой энергии будет ограниченным. Особое внимание при этом он уделял жидкой фазе, как наиболее активному агенту переноса тепла. По существу Г.В.Богомолу руководит исследованиями по проведению геотермической съемки Западных областей СССР и составлению серии геотермических карт.

Решая насущные геологические и гидрогеологические проблемы, Герасим Васильевич не мог не высказать своего мнения и о гидрогеологии как науки в целом. В одной из своих работ он определил гидрогеологию как «науку о взаимодействии подземной воды с твердым и газообразным веществом Земли» (1971). Прогрессивным элементом в этом определении является аспект взаимодействия воды с горными породами и газами, которое получило огромное развитие в наше время, хотя, конечно, нельзя забывать и о взаимодействии воды с органическим веществом, как это делал В.И.Вернадский.

Занимаясь плодотворно многими проблемами гидрогеологической науки, Г.В.Богомолу никогда не забывал об ее организации и распространении полученных знаний. В период его деятельности на посту заместителя Министра геологии СССР было обеспечено развитие поисковых работ на нефть, газ и подземные воды на дальнюю перспективу от Молдавии до Камчатки. В 1979 г. ученый был избран Почетным Президентом Международной ассоциации гидрогеологических наук (первым в СССР и пока единственным на постсоветском пространстве).

Такое избрание не случайно. Герасим Васильевич в течение многих лет блестяще представлял отечественную науку за рубежом. Он являлся экспертом ООН, членом корреспондентом геологических обществ Франции и Бельгии, работал в Польше, Германии, Франции, Индии, Пакистане, Австралии, Иране, Египте и других странах, неоднократно возглавлял Правительственные и научные делегации. Его учебник «Гидрогеология с основами инженерной геологии» выдержал три издания в СССР и переведен на 7 языков мира. С именем Г.В.Богомолу связано открытие месторождений подземных вод в Северной Африке, нефти в Индии.

Герасим Васильевич опубликовал более 300 научных работ, в том числе 15 монографий, подготовил 33 кандидата и 13 докторов наук. Его по праву считают одним из основателей экологической гидрогеологии. Он разрабатывал многие научные проблемы гидрогеологии и инженерной геологии: гидрогеодинамику, гидрогеотермию, гидрогеохимию, региональную гидрогеологию, палеогидрогеологию, мелиоративную гидрогеологию, четвертичную геологию, грунтоведение и др., значительно поднял авторитет советской и российской гидрогеологии за рубежом, оказал большое влияние на развитие и становление гидрогеологии в СССР, организацию ее исследований. Богомолов Герасим Васильевич блестяще выполнял функции ученого, организатора производства, государственного деятеля.

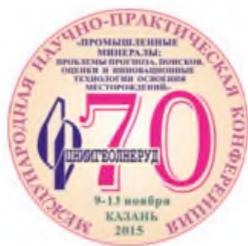
**4-е Кудрявцевские Чтения — Всероссийская конференция по глубинному  
генезису нефти и газа  
19–21 октября 2015 г., г. Москва, ОАО «ЦГЭ»**

Цель конференции — развитие вопросов теории происхождения нефти, заложенной российской и советской неорганической школой геологов–геохимиков–нефтяников нашей страны (Д.И. Менделеев, Н.А. Кудрявцев, П.Н. Кропоткин, В.Б. Порфирьев и др.), методов прогнозирования нефтегазоносности недр и технологий поисков, разведки и освоения глубинной нефти.

Тема конференции: **«Типизация и классификация углеводородных систем; методы прогнозирования, нефтегазогеологического районирования и количественной оценки ресурсного потенциала недр; методы и технологии поисков, разведки и освоения глубинной нефти»** предполагает заинтересованное обсуждение среди ученых и нефтяников нашей страны вопросов текущего состояния и развития важнейших вопросов, определяющих закономерности распределения и глубинные генетические критерии нефтегазоносности недр; принципы типизации и классификации природных УВ-систем, прогнозно-поисковые критерии, методы прогнозирования и оценки нефтегазоносности недр, методы и технологии поисков, разведки и освоения глубинной нефти.

Место проведения: 123298, г. Москва, ул. Народного ополчения, д. 38/3, ОАО «Центральная геофизическая экспедиция».

Для справок: телефон: +7 (499) 192-72-92; e-mail: [conference@deeroil.ru](mailto:conference@deeroil.ru); сайт конференции: <http://conference.deeroil.ru>



## Международная научно-практическая конференция

# ПРОМЫШЛЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ: ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И ИННОВАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

9-13 ноября 2015 г., Казань, Россия

Конференция проводится под эгидой Федерального агентства по недропользованию и Правительства Республики Татарстан.

Конференция посвящена **70-летию ФГУП «ЦНИИгеолнеруд»**.

В работе конференции планируется участие известных российских и зарубежных ученых, руководителей геологических служб и недропользователей.

### Темы конференции:

- Прогноз, поиски и оценка месторождений промышленных минералов
- Развитие мирового рынка промышленных минералов и направления развития отечественной минерально-сырьевой базы
- Инновационные методы и методики изучения и оценки качества сырья, технологии добычи, переработки, получения высоколиквидной продукции

### Контакты:

По организационным  
вопросам:

Садыков Равиль Касимович – к.г.н., заместитель директора по науке  
(843) 238-74-66, E-mail: root@geolnerud.net

По программным  
вопросам:

Лыгина Талия Зинуровна – д.г.-м.н., заместитель директора по науке  
(843) 236-53-73, E-mail: root@geolnerud.net

Секретариат:

Антонов Вадим Алексеевич  
(843) 236-44-13, E-mail: antonov-geo@rumbler.ru

Хасанова Марина Борисовна  
(843) 236-54-80, E-mail: nauka@geolnerud.net,  
marina-geolnerud@mail.ru

Адрес: ул. Зинина, 4, Казань, Россия, 420097

Тел.: 8 (843) 236-47-93; Факс: 8 (843) 236 47 04;

E-mail: root@geolnerud.net

Подробная информация о конференции размещена на сайте: [www.geolnerud.net](http://www.geolnerud.net)