

Свойства и структурные особенности породообразующих минералов раннепротерозойских осадочных пород из разреза СГ-3 и их поверхностных гомологов

П.К. Скуфьин^{1,4}, В.П. Лютоев², Ю.Н. Яковлев³, Ю.П. Смирнов³, Ю.В. Глухов²,
Е.Н. Котова²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

³ НПЦ "Кольская сверхглубокая", Заполярный

⁴ Апатитский филиал МГТУ

Аннотация. С целью сопоставления свойств породообразующих минералов из гомологичных осадочных пород лучломпольской свиты, прослеженных на поверхности, а также в разрезах СГ-3 и структурной скважины IX, были проведены геохимические и структурно-минералогические исследования главных породообразующих минералов осадочных пород этого уровня: калиевых полевых шпатов, кварца и карбонатов. По результатам исследований, минералы изученных разноглубинных пород, занимающих одинаковое положение в разрезе лучломпольской свиты, являются гомологичными. Изучение микроклина, кварца и доломита во всех образцах указывает на идентичность составов и спектроскопических свойств поверхностных и приповерхностных минералов. На уровне дефектной структуры обнаруживаются определенные их отличия от глубинных гомологов в разрезе СГ-3. Выявленные структурные отличия проявляются для микроклина и доломита в степени дефектности кристаллической структуры: для микроклина она уменьшается с глубиной, а для доломита – растет, что обусловлено разной степенью метаморфических преобразований пород. Совместным действием метаморфизма и различных термодинамических параметров в процессе геологически длительного пребывания карбонатов на глубине (фактор глубинности) может быть обусловлено распределение примесных ионов марганца по возможным структурным позициям доломита. С аналогичным процессом связан сдвиг изоморфизма примесного алюминия в кварце в сторону щелочных разновидностей с ростом глубины залегания пород. К действию собственно глубинного фактора отнесены тенденции уменьшения с глубиной естественной доли парамагнитных алюминиевых центров в кварце и концентрации в нем кислородных вакансий.

Abstract. The data on geochemical and structural-mineralogical peculiarities of rock-forming minerals from the homologous sedimentary rocks of the Luchlompolo sedimentary Formation were the result of investigation of SG-3 deep rocks, their surface and near-surface homologues. Each of these groups has the same stratigraphic position of samples but a different depth level. These minerals are microclines, carbonates and quartzes. The surface and near-surface samples of microclines, carbonates and quartzes have identical composition and spectroscopy data. But in the context of crystal structure defects they have noticeable distinctions as compared with abyssal homologues. The revealed structural distinctions for microclines and dolomites are manifested in the degree of crystal structure defects: it decreases with depth for microclines and increases for dolomites. This is caused by a different metamorphism grade. The distribution of admixture Mn-ions in the possible structural sites of dolomite may be caused by the combined influence of metamorphism and a "depth factor". Displacement of isomorphism of Al admixture centres in quartz in the direction of alkaline varieties, with increase of the depth level, is connected with an analogous process. The tendencies of decreasing the natural part of paramagnetic Al-centres and oxygen vacancy concentrations in quartz with depth can be explained by the "depth factor".

1. Введение

Печенгская структура относится к числу наиболее изученных раннепротерозойских структур мира, что обусловлено наличием в ее пределах крупных месторождений медно-никелевых руд, а также проходкой в ее северном крыле Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) глубиной более 12 км, которая в интервале 0.0-6842.0 м вскрывает раннепротерозойский комплекс вулканогенно-осадочных пород, залегающих с угловым и стратиграфическим несогласием на архейских гнейсах фундамента (*Кольская сверхглубокая*, 1984; 1998). Печенгская структура представляет собой асимметричный синклиниорий площадью более 2000 км², северная часть которого (Северопеченгская структурно-формационная зона) является фрагментом вулканотектонической палеодепрессии, заполненной вулканогенно-осадочными породами северопеченгского комплекса мощностью около 11 км; юго-западная часть палеодепрессии

срезана Южнопеченгской структурно-формационной зоной – сублинейным шовным прогибом; мощность разреза супракрустальных пород южнопеченгского комплекса достигает 5 км. На протяжении 800 млн лет Печенгская структурно-формационная зона была ареной проявления мощного эффузивного и интрузивного магматизма; первая при этом формировалась в интервале 2500-1905 млн лет, вторая – в интервале 1905-1700 млн лет (Балашов, 1996). Благодаря своему положению в северном крыле Печенгской структуры (рис. 1), СГ-3 пересекает лишь породы северопеченгского осадочно-вулканогенного комплекса. Супракрустальные породы комплекса формируют четыре мегаритма (серии), в основании которых находятся осадочные свиты (ОС), а верхние части представлены вулканогенными свитами (ВС). В составе северопеченгского комплекса выделены снизу вверх четыре серии: ахмалахтинская (телевинская ОС и маярвинская ВС), куэтьярвинская (кувернеринийокская ОС, пирттиярвинская и оршоайвинская ВС), колосийкокая (лучломпольская ОС и заполярнинская ВС) и пильгуярвинская (ждановская ОС, матертская и суппваарская ВС) (Кольская сверхглубокая, 1998).

Нижняя часть разреза северопеченгского комплекса вскрыта также структурными буровыми скважинами IX и X, которые расположены практически по восстанию свит и горизонтов пород в разрезе СГ-3. Вертикальные скважины IX (глубина 1300 м) и X (глубина 1100 м) расположены, соответственно, в 8.5 и в 9.5 км к северо-северо-западу от СГ-3 (рис. 1). Наличие этих скважин является исключительно благоприятным фактором, обеспечивающим возможность выявления гомологичности глубинным, приповерхностным и поверхностным пород. Хорошо изученный по СГ-3 и по скважинам-сателлитам разрез осадочных пород ятулия (кувернеринийокская и лучломпольская ОС) обуславливает достаточно жесткую, точную привязку сопоставляемых образцов керна скважин, что позволяет обсуждать особенности изменения пород этого возраста по разрезу с точностью до нескольких метров.

Следует также отметить, что на глубине около 4300.0-4900.0 м в разрезе супракрустальных пород СГ-3 отмечена мощная тектоническая зона расланцевания и разуплотнения пород, связанная с зоной влияния крупного Лучломпольского разлома. Ранее, при составлении проектного разреза СГ-3, предполагалось, что сочетание наклонных и горизонтальных сейсмических площадок на глубине 4500.0 м фиксирует подошву разреза Печенгской структуры, а расположенная ниже область пониженных скоростей отвечает "гранитному" слою. Однако петрофизические исследования керна показали, что уменьшение скорости продольных упругих волн (от 6.5-7.0 до 6.3-5.3 км/с) вызвано увеличением пористости преобладающих здесь базитов (от 0.5 до 3 %) и ростом количества открытых трещин (от 0.01 до 0.7 м/м).



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Печенгской структуры

- 1 – дациты и риолиты Порьиташского субвулканического комплекса;
- 2 – диориты и граниты раннепротерозойских гранитных куполов;
- 3 – местоположение, соответственно, Кольской сверхглубокой скважины (а), структурных скважин IX (б) и X (в);
- 4 – осадочно-вулканогенные породы южнопеченгского комплекса;
- 5-8 – осадочно-вулканогенные породы северопеченгского комплекса:
- 5 – базитовые породы суппваарской, матертской и заполярнинской вулканогенных свит;
- 6 – базальты, трахибазальты и трахиандезиты оршоайвинской и пирттиярвинской вулканогенных свит;
- 7 – андезибазальты и андезиты маярвинской вулканогенной свиты;
- 8 – осадочные и туфогенно-осадочные породы ждановской (продуктивной), лучломпольской, кувернеринийокской и телевинской осадочных свит;
- 9 – слюдистые гнейсы тальинской свиты,
- 10 – габбро-нориты интрузии г. Генеральской;
- 11 – гнейсы и амфиболиты архейского фундамента;
- 12 – дизъюнктивные нарушения;
- 13 – взбросо-надвиги.

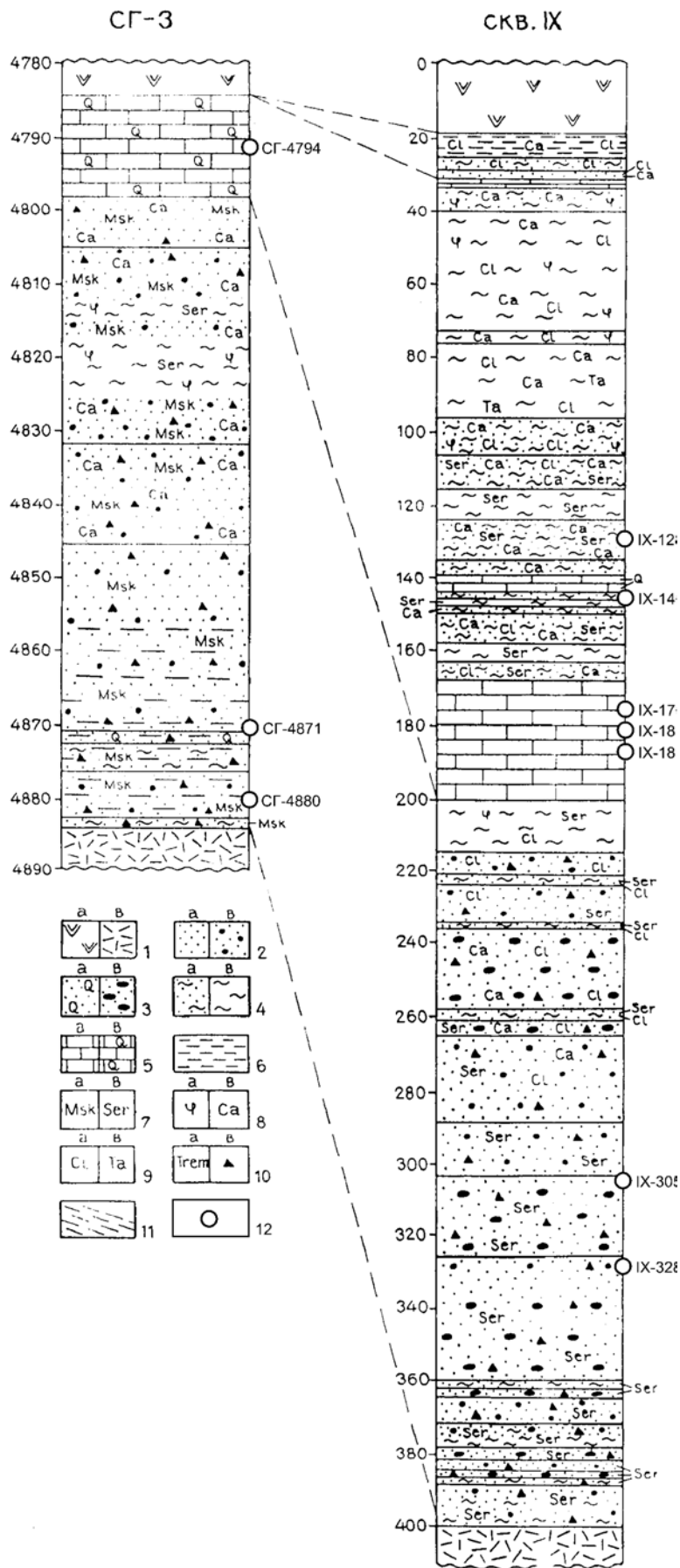


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка пород лучломпольской осадочной свиты в Кольской сверхглубокой скважине СГ-3 и в структурной буровой скважине IX.

Условные обозначения:

- 1 – вулканогенные породы заполярной свиты (а) и дацитовые порфириды силлоподобного тела (б);
- 2 – песчаники метапсамитовые (а), аркозовые (б);
- 3 – кварцито-песчаники (а), грубозернистые песчаники и гравелиты (б);
- 4 – метаалевриты и метаалевролиты (а), метапелиты (б);
- 5 – доломиты (а) и кварцевые доломиты (б);
- 6 – туфогенные сланцы;
- 7 – присутствие в породе мусковита (а) и серицита (б);
- 8 – присутствие в породе графита (а) и карбоната (б);
- 9 – присутствие в породе хлорита (а) и талька (б);
- 10 – присутствие в породе тремолита (а) и рудных минералов (б);
- 11 – интенсивное рассланцевание пород;
- 12 – точки отбора проб.

К этой зоне тектонизированных пород относятся и выбранные нами для исследования осадочные породы из разреза лучломпольской свиты. Детальные геофизические исследования в зоне СГ-3 подтвердили, что основные сейсмические границы, подсеченные на глубине этой скважиной, связаны с изменениями упругих свойств среды, вызванными не только различием состава пород (литолого-стратиграфические границы), но и резким изменением их физического состояния – катаклазом, рассланцеванием, а также динамотермальным метаморфизмом.

Целью проведенного исследования было сопоставление свойств породообразующих минералов из разноглубинных горизонтов осадочных пород лучломпольской свиты, хорошо прослеженных в разрезах СГ-3, структурной скважины IX и на поверхности, в районе заложения скважины IX. Были изучены кристаллохимические особенности главных минералов осадочных пород этого уровня – калиевых полевых шпатов и кварца. Кроме того, были исследованы доломиты из карбонатных пород лучломпольской осадочной свиты в сравнении с их гомологами из более ранней кувернериньокской осадочной свиты.

Кристаллохимические особенности различных минералов широко используются в практике геолого-минералогических исследований, поскольку они несут информацию как о метаморфических преобразованиях вмещающих пород, так и об условиях кристаллизации самих минералов. Кроме того, эти исследования позволяют оценить степень сохранности геохимической и структурной информации в зависимости от глубинности гомологичных пород и минералов-индикаторов близповерхностного и глубинного режимов петро- и минерагенеза.

Разрез лучломпольской свиты. Разрез лучломпольской осадочной свиты характеризуется достаточно пестрым и дифференцированным набором осадочных пород, что облегчает выделение, сопоставление и корреляцию гомологичных объектов. Верхнеятулийские осадочные породы лучломпольской свиты залегают на осветленной коре выветривания щелочных базальтов и мудиеритов оршоайвинской вулканогенной свиты и в свою очередь перекрываются ферропикритами и толеитовыми базальтами заполярнинской вулканогенной свиты. Мощность свиты варьируется в широких пределах – от 50 до 400 м, поскольку распределение мощностей и фациальных типов осадков контролировалось контрастными конседиментационными тектоническими перемещениями блоков архейского фундамента при формировании Печенгской структуры. Терригенные и карбонатные породы свиты подсечены скважиной СГ-3 в интервале 4783.5-4884.0 м. Их поверхностные и приповерхностные гомологи установлены в обнажениях к северу от СГ-3, а также подсечены вертикальной структурной скважиной-сателлитом IX (рис. 1). По границе лучломпольской и заполярнинской свит в районе СГ-3 внедрилось силлоподобное интрузивное тело дацитовых порфиритов мощностью около 110 м.

Осадочные породы свиты представлены красноцветными гематит- и магнетитсодержащими аркозовыми песчаниками и гравелитами, красноцветными доломитами и доломитовыми песчаниками, а также туфогенными хлорит- и тальксодержащими песчаниками и хлорит-карбонатными сланцами. Основной объем терригенных и карбонатных пород представлен типичными красноцветами. Терригенные осадки свиты характеризуются широким развитием косослоистых и волнистых текстур, знаков ряби и трещин усыхания, позволяющих рассматривать их как комплекс потоковых и дельтовых мелководных фаций.

Мощность осадков лучломпольской свиты в разрезе СГ-3 составляет 100.5 м. В составе разреза выделяются карбонатный (интервал 4783.5-4805.0 м) и терригенный (интервал 4805.0-4884.0 м) горизонты пород (рис. 2). Карбонатные породы представлены серыми и светло-розовыми тонкослоистыми доломитами с примесью кварцевого материала алевритовой и псаммитовой размерности. Слоистость подчеркнута тонкодисперсным гематитом, неравномерно распределенным в породе.

Терригенный горизонт в основном сформирован грубозернистыми гематит-магнетитовыми аркозовыми песчаниками с прослоями кварц-карбонатных песчаников, слюдистых метаалевролитов и углеродистых сланцев. В кровельной части горизонта задокументирован прослой мусковитсодержащих кварц-карбонатных псаммитовых песчаников мощностью около 4 м. Далее по разрезу в интервале 4805.0-4846.0 м следует пачка аркозовых псаммитовых и псефитовых мусковитсодержащих карбонат-кварц-полевошпатовых песчаников с прослоями серицит-углеродистых метапелитовых сланцев (интервалы 4812.5-4815.0 м и 4817.5-4825.5 м). Карбонатсодержащие аркозовые песчаники сменяются полевошпат-кварцевыми разновидностями (интервал 4846.0-4882.5 м). В основании разреза залегают прослой метаалевролитовых слюдистых сланцев мощностью 1.5 м.

Осадочные породы лучломпольской свиты в разрезе скв. IX задокументированы в интервале 20-400 м (рис. 2). Здесь осадки карбонатного и терригенного горизонтов отличаются повышенными мощностями и значительным фациальным разнообразием, по сравнению с гомологичными породами разреза СГ-3. Разрез карбонатного горизонта (интервал 20.0-215.0 м) представлен мономинеральными доломитами, хлорит-карбонатными и тальк-хлорит-карбонатными сланцами (метатуффитами), хлорит-карбонатными метаалевритами и метаалевролитами с углеродистым материалом, а также серицит- и хлоритсодержащими

кварц-карбонатными песчаниками. Карбонатные породы содержат значительную примесь туфогенного материала базальтового и пикробазальтового состава. Основная часть разреза свиты сложена грубозернистыми магнетит-гематитовыми аркозовыми песчаниками и гравелитами (интервал 215.0-400.0 м) с маломощными прослоями, особенно в основании разреза, серицитовых метаалевролитов и метапелитов. В интервале 215.0-284.0 м песчаники и гравелиты обогащены хлоритом, что указывает на существенную примесь туфогенного базальтоидного материала. Песчаники и гравелиты фиолетового и розовато-фиолетового цвета сложены слабо окатанным кварц-полевошпатовым материалом, сцементированным алевропелитовым веществом со значительным содержанием тонкодисперсного гематита и магнетита.

Таким образом, осадочные породы лучломпольской свиты в разрезах СГ-3 и скв. IX весьма сходны, но не идентичны. Расположенные почти в 10 км севернее СГ-3 осадки, вскрытые скв. IX, отличаются по мощностям, степени дифференциации и по влиянию сопутствующих вулканогенных процессов. В связи с этим мощность карбонатного горизонта в разрезе скв. IX возросла на порядок, по сравнению с разрезом СГ-3, и если в последнем практически не удалось установить примесь туфогенного материала, то в разрезе структурной скважины карбонатный горизонт почти полностью состоит из карбонатсодержащих туффитов со значительной примесью туфогенного базальтоидного материала. В то же время особенности строения терригенного горизонта лучломпольской свиты в обоих сравниваемых разрезах близки. И в скв. IX, и в СГ-3 терригенные осадки представлены, в основном, магнетит-гематитовыми аркозовыми песчаниками с прослоями кварц-карбонатных песчаников, слюдястых метаалевролитов и углеродистых сланцев. Осадки лучломпольской свиты в СГ-3 и скв. IX вполне отвечают понятию гомологичности.

2. Методы исследования

Исследования проведены на мономинеральных препаратах микроклина, кварца и доломитов, выделенных в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Химический и рентгеноструктурный анализ мономинеральных образцов был в основном произведен также в лабораториях Геологического института КНЦ РАН. Полный химический анализ образцов (аналитик Л.И. Константинова) методом мокрой химии дополнялся данными рентгеновского микрозонда на микроанализаторе MS-46 CAMECA (аналитик Е.Э. Савченко). Для определения степени триклинности микроклинов и степени Al-Si упорядоченности их структуры применен рентгенометрический анализ методом Дебая-Шерера (диффрактометр ДРОН-2.0, Cu-K α излучение, 30 кВ, 30 мА, скорость счетчика равна 0.5 град/мин). Для уточнения фазового состава карбонатов использовалась также аналитическая база Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар): ИК-спектроскопия (Specord M-80) и порошковая рентгеновская дифрактометрия (ДРОН-3, Cu-K α).

Спектроскопическое изучение кристаллохимических особенностей минералов произведено на аппаратуре Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Кварц и карбонаты из пород по разрезу СГ-3 и из их поверхностных гомологов изучались методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Специально подобранные режимы отжига и облучения образцов ионизирующей радиацией позволили оценить с помощью отраслевых эталонов ВИМС (*Концентрационные измерения...*, 1986) концентрации в кварце собственных и примесных дефектов. Облучение кварца производилось γ -квантами в Санкт-Петербургском государственном технологическом институте на установке МРХ- γ -20, изотоп ^{60}Co , мощностные дозы – 20 рад/с (низкие дозы) или 70 рад/с (высокие дозы). Спектры ЭПР регистрировались на серийном радиоспектрометре SE/X 2547 (RadioPAN, Польша) в порошковых препаратах кварца при комнатной температуре и температуре кипения жидкого азота. Навеска порошка составляла приблизительно 200 мг. Погрешность измерения концентраций центров без учета систематической ошибки их содержания в эталоне – около 5 %, абсолютное значение концентраций центров в большинстве случаев оценивалось с погрешностью, близкой к 20 %.

Спектроскопические исследования микроклина и доломитов произведены методом рентгенолюминесценции (РЛ), на оригинальной аппаратуре, построенной на базе монохроматора AAS-1 (Carl Zeiss, Jena), оптическое свечение минералов возбуждалось рентгеновским излучением аппарата УРС-1,0 (трубка БСВ-2, Fe-антикатод, 50 кВ; анодный ток – 14 мА). Аппаратура позволяла регистрировать люминесценцию в спектральном диапазоне 240-830 нм. Оптическое излучение регистрировалось с помощью аппарата ФЭУ-106. Стабилизация спектрального состава люминесценции достигалась предварительной одночасовой рентгенизацией. Осуществлялась коррекция спектров на спектральную чувствительность установки, а также дальнейшая компьютерная обработка по декомпозиции спектральных контуров на элементарные площади, определение площадей под каждым из них.

Для получения мономинеральных фракций необходимо использовать хорошо раскристаллизованные разновидности осадочных пород. В связи с этим среди пород лучломпольской свиты было выбрано два реперных урвня:

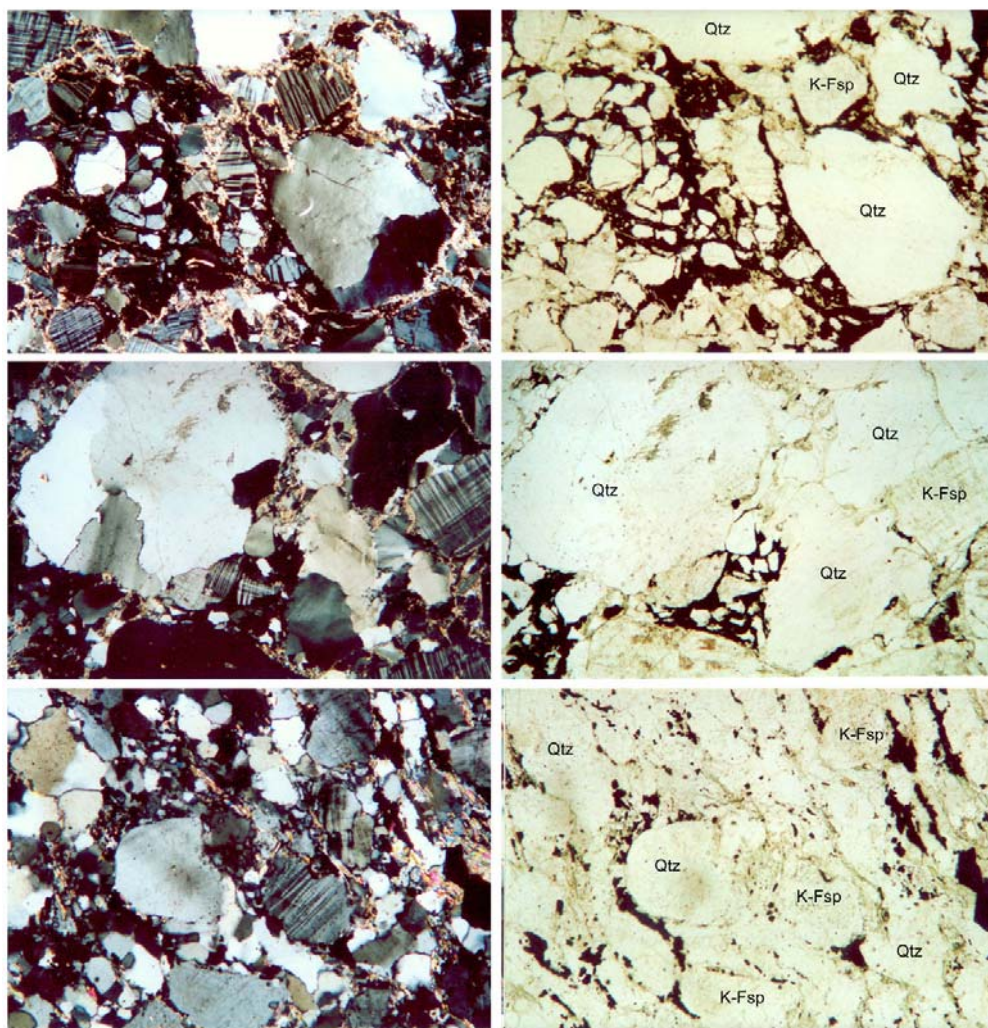


Рис. 3. Шлифы аркозовых песчаников из (сверху вниз): поверхностных обнажений (обр. А-1), скв. IX (обр. IX-309.1) и СГ-3 (обр. СГ-4862.6). Слева николи +, справа – ||

- грубозернистые псефитовые и псаммитовые аркозовые песчаники, прослеженные в разрезах СГ-3 (обр. СГ-4840.2, СГ-4871.2, СГ-4879.8), скв. IX (обр. IX-304.8 и IX-328.1) и в коренных обнажениях на поверхности в 9 км к северу от СГ-3 (обр. А-1 и А-2). Из аркозовых песчаников этого уровня отобраны идентичные мономинеральные фракции микроклина и кварца. Характерные шлифы этих пород представлены на рис. 3;
- доломитовые толщи в разрезах скв. СГ-3 (обр. СГ-4794.0) и IX (обр. IX-128.1; IX-146.5; IX-175.8; IX-183.1 и IX-188.1). Для сравнения кристаллохимических характеристик разноглубинных карбонатов использованы также породы нижней кувернерийюкской осадочной свиты, представленные в разрезе СГ-3 в интервале 5642.0-5717.0 м (образцы СГ-5660.8, СГ-5681.7 и СГ-5688.3), а также в поверхностных обнажениях к северу от СГ-3 (обр. КП и 98/74). Карбонатный горизонт в лучломпольской свите значительно наращивает свою мощность по мере продвижения к поверхности. В отличие от приповерхностных гомологов, доломитовые толщи в разрезе СГ-3 обогащены кварцем и полевыми шпатами.

Цифровой код в шифровке образцов из разрезов скважин является глубиной в метрах, откуда был поднят керн.

Рассмотрим особенности петрографии типичных разноглубинных образцов псаммитовых существенно микроклиновых аркозовых песчаников (рис. 3).

Структура аркозового песчаника поверхностного уровня (обр. А-1) крупно-мелкопсаммитовая с базальным цементом. Минеральный состав (объемных %): микроклин – 32; плагиоклаз – 8; кварц – 40; серицит – 10; магнетит – 10.

Микроклин представлен окатанными (мелкие зерна) и слабоокатанными субтаблитчатыми зернами размером 0.1-1.5 мм с хорошо заметной двойниковой решеткой, а также (вместе с кварцем) мелкими угловатыми обломками размером менее 0.05 мм в интерстициях более крупных зерен кварца и плагиоклаза; обломки сцементированы пелитовым веществом цемента со значительным содержанием тонкодисперсного магнетита.

Аркозовый песчаник приповерхностного уровня (обр. IX-309.1) имеет крупно-мелкопсаммитовую, местами псефитовую (размер зерен 0.2-5.0 мм) структуру с базальным цементом. Минеральный состав (объемных %): микроклин – 30; плагиоклаз – 10; кварц – 42; серицит – 10; магнетит – 8. Микроклин наблюдается в виде слабоокатанных субтаблитчатых зерен размером, в среднем, 0.5-1.2 мм, с хорошо заметной двойниковой решеткой, а также в виде мелких угловатых обломков в интерстициях хорошо окатанных зерен кварца; эти обломки сцементированы алевропелитовым веществом цемента.

Структура рассланцованного аркозового песчаника абиссального уровня (обр. СГ-4862.6) – мелкопсаммитовая (размер зерен 0.1-0.2 мм) с базальным цементом. Минеральный состав (объемных %): микроклин – 20; плагиоклаз – 15; кварц – 38; серицит – 12; магнетит – 15. Микроклин наблюдается в виде пелитизированных слабоокатанных овальных и субизометричных зерен с отчетливой двойниковой решеткой. Микроклин частично развальцован и с периферии иногда гранулирован. Цемент тонкозернистый, серицитсодержащий. В цементе присутствует значительное количество (до 15 %) тонкодисперсного магнетита. В процессе рассланцевания наблюдается концентрация кварца, серицита и магнетита в полосовидные и струйчатые агрегаты.

Таким образом, можно констатировать, что петрографические особенности аркозовых песчаников из поверхностных обнажений, из приповерхностной зоны (разрез скв. IX) и из абиссальной зоны (разрез СГ-3) практически аналогичны.

3. Результаты исследований

Микроклин. В табл. 1 приведены химический состав микроклинов из аркозов поверхностных обнажений (обр. А-1), из их гомологов по разрезу скважин IX (обр. IX/304.8 и IX/328.1) и СГ-3 (обр. СГ-4840.2, СГ-4871.2 и СГ-4879.8) и данные микронзондовых анализов, полученные на микроанализаторе MS-46 САМЕСА. Микроклины всех уровней отличаются близостью химических составов, но в то же время обладают и некоторыми специфическими особенностями. Согласно данным химического анализа, с увеличением глубины наблюдается заметный рост содержания железа в микроклинах. Однако микронзондовые анализы это не подтверждают. Микроклины поверхностного и близповерхностного уровней несколько богаче кальцием, калием и незначительно обеднены натрием.

Важнейшими структурными характеристиками микроклинов являются степени триклинности и Al-Si упорядоченности кристаллической решетки минерала. Расчет этих параметров производился по измеренным межплоскостным расстояниям и углам рефлексов от определенных плоскостей согласно стандартной методике (*Рентгенография...*, 1983). Степень триклинности ($\Delta\rho$) минерала возрастает пропорционально разности расстояний между плоскостями (1-31) и (131):

$$\Delta\rho = 12.5 (d_{1-31} - d_{131}). \quad (1)$$

Степень Al-Si упорядоченности σ_p пропорциональна разности углов дифракции 2θ от плоскостей (060) и (-204):

$$\sigma_p = 2.94 (9.063 + 2 \theta_{060} - 2 \theta_{-204}). \quad (2)$$

Коэффициенты пропорциональности и добавочная константа в формулах (1) и (2) выбраны таким образом, что значения степеней триклинности и Al-Si упорядоченности в микроклинах с максимально упорядоченной кристаллической решеткой равны единице, а в полностью разупорядоченных разностях обращаются в ноль.

Результаты определения степени триклинности микроклинов и степени их Al-Si упорядоченности, приведенные в табл. 2, показывают, что микроклины различной глубинности не имеют существенных различий ни по степени триклинности, ни по степени Al-Si упорядоченности. Независимо от глубины вмещающих аркозовых пород, они представлены максимально упорядоченными разновидностями, в которых значения $\Delta\rho$ и σ_p равны или почти равны 1.0. По химическому составу и структурным параметрам микроклин аркозовых песчаников в разрезах СГ-3, скв. IX и на поверхности не имеет существенных отличий и по этим признакам вполне соответствует предположению о гомологичности вмещающих пород.

Изучение микроклина методом рентгенолюминесценции показывает, что независимо от глубины залегания вмещающих аркозовых песчаников образцы микроклина характеризуются однотипными спектрами РЛ. Главной их особенностью является широкая асимметричная полоса излучения в области 400 нм, осложненная по краям дополнительными малоинтенсивными полосами. Известно, что в микроклинах самого различного происхождения доминирует свечение на кислородных центрах, более соответствующая конституционным, а не типоморфным признакам минерала (*Горобец, Рогожин, 2001*). Поэтому внешняя схожесть спектров РЛ данных образцов микроклина не является прямым доказательством существования гомологического ряда. Кроме того, наблюдаются некоторые отличия в спектральном составе люминесценции образцов с разных глубин. Эти отличия заметно превышают вариации характеристик свечения внутри изученных пар образцов, представляющих различные глубины – поверхность, 300.0-330.0 м в разрезе скв. IX и 4870.0-4880.0 м в разрезе СГ-3.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) микроклинов из аркозовых песчаников лучломпольской свиты поверхностных и из скважин IX и СГ-3

Компонент	Химический анализ			Микрозондовый анализ					
	A-1	IX-304.8	СГ-4871.2	A-1	IX-304.8	IX-328.1	СГ-4840.2	СГ-4871.2	СГ-4879.8
SiO ₂	65.42	65.39	65.5	64.51	63.81	64.88	64.36	64.64	64.69
TiO ₂	0.05	0.05	0.19	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	18.71	19.57	19.72	18.43	18.09	18.01	18.45	18.47	18.61
Fe ₂ O ₃	0.15	0.22	0.35	–	–	–	–	–	–
FeO	0.07	0	0.07	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00
MnO	0	0	0	–	–	–	–	–	–
MgO	0.02	0	0.02	–	–	–	–	–	–
CaO	0.23	0	0.1	0.06	0.07	0.04	0.00	0.00	0.04
BaO	–	–	–	0.49	0.71	0.43	0.44	0.40	0.49
Na ₂ O	0.28	0.21	0.2	0.19	0.19	0.19	0.22	0.20	0.24
K ₂ O	15.05	14.75	14.2	16.45	16.69	16.46	16.38	16.19	16.15
Li ₂ O	0.0001	0.0001	0.0	–	–	–	–	–	–
Rb ₂ O	0.031	0.045	0.012	–	–	–	–	–	–
Cs ₂ O	0.0	0.0008	0.0012	–	–	–	–	–	–
Сумма	100.01	100.24	100.42	100.16	99.55	100.04	99.84	99.95	100.21

Таблица 2. Характеристики рефлексов на дифрактограммах, степени триклинности и Al-Si упорядоченности структуры микроклинов из аркозовых песчаников лучломпольской свиты

hkl	A1		IX-304.8		СГ-4871.2	
	I ₀	2θ	I ₀	2θ	I ₀	2θ
-201	20	21.06	20	21.09	19	21.08
130	22	23.28	22	23.28	22	23.28
-130	21	24.04	20	24.06	19	24.06
040	100	27.52	100	27.52	100	27.50
1-31	27	30.28	23	30.28	24	30.28
131	21	29.50	18	29.50	20	29.50
060	26	41.88	23	41.88	21	41.88
-204	29	50.62	28	50.60	24	50.60
Δρ	0.95		0.95		0.95	
σ _p	0.95		1.00		1.00	

Спектральные контуры свечения хорошо описываются суммой четырех гауссовых компонентов (рис. 4). Максимум (λ_{\max}) малоинтенсивной коротковолновой полосы расположен в области 280-290 нм, ее полуширина ($\Delta\lambda$) составляет около 50 нм. Излучение в этой полосе связано с примесными ионами Tl^+ и/или Pb^{2+} , изоморфно входящими в структуру минерала. Асимметричная интенсивная полоса состоит из двух близко расположенных полос с λ_{\max} в интервалах 410-415 и 450-475 нм и, соответственно, полуширинами, равными 70-90 и 130-150 нм. Эти полосы связаны с собственными кислородными центрами типа O^* , причем более коротковолновая и узкая полоса относится к кислородным центрам в составе кремнекислородных структурных тетраэдров (O_{Si}^*), а более длинноволновая и широкая – к таким же центрам в алюмокислородных (O_{Al}^*) тетраэдрах. Точное определение вклада каждой из полос O^* в наблюдаемый контур затруднено, поэтому в дальнейшем используется сумма интегральных интенсивностей (т.е. площадей) этих полос. Длинноволновая полоса ($\lambda_{\max} = 690-700$ нм, $\Delta\lambda = 120-140$ нм) связана с присутствием в структуре микроклина изоморфных ионов Fe^{3+} .

Усредненные спектры пар образцов микроклина из поверхностных обнажений (A-1), из пород скважин IX и СГ-3 приведены на рис. 5. Интегральные интенсивности полос РЛ в процентах от суммарной яркости свечения всех полос даны в табл. 3. На 80-90 % свечение обязано кислородным дефектам в структуре микроклина. Наиболее высокое оно у микроклинов скв. IX, минимальное – у их гомологов из разреза СГ-3. В образцах из СГ-3 несколько повышено излучение на ионах Fe^{3+} , что хорошо видно на рис. 5. Минимальный вклад полосы на ионах Fe^{3+} наблюдается у микроклинов из скв. IX.

Дополнительно изучена кинетика разгорания полосы кислородных центров. Она характеризуется начальным скачком интенсивности РЛ в момент включения рентгеновского возбуждения с последующим плавным увеличением до стационарного значения. Приблизительно кинетика разгорания описывается выражением (Вотьяков и др., 1984):

$$I(t) = I_{\infty} - (I_{\infty} - I_0)e^{-t/\tau}, \quad (3)$$

где I_{∞} – стационарное значение РЛ; I_0 – амплитуда скачка интенсивности РЛ в самом начале рентгеновского возбуждения; t – время; τ – временной параметр. Параметры временной (τ) и амплитудный ($\alpha = 1 - I_0 / I_{\infty}$) – наиболее удобные характеристики кинетики РЛ, так как слабо зависят от чувствительности аппаратуры. По кривым разгорания РЛ более точно определяется амплитудный скачок α , его величина уменьшается с ростом концентрации структурных дефектов в кристалле, составляющих конкуренцию процессу сенсibilизации центра свечения, в данном случае – кислородных центров. Результаты измерений (табл. 3) показывают, что при внешнем подобии кислородные полосы характеризуются различной кинетикой разгорания. Параметр α у образцов поверхностных и из скв. IX различается незначимо. Но у глубинных микроклинов из аркозовых песчаников разреза СГ-3 он заметно выше (табл. 3).

Таким образом, кристаллическая решетка микроклинов из разреза СГ-3 характеризуется меньшей дефектностью в сравнении с приповерхностными микроклинами. С этим согласуются также более низкие вклады в спектр РЛ полос примесной люминесценции микроклинов из аркозов СГ-3.

Таблица 3. Характеристика рентгенолюминесценции образцов микроклина из аркозовых песчаников лучломпольской свиты поверхностных и из скв. IX и СГ-3

Образец	Яркость РЛ, у.е.	Вклад полос в РЛ, %			α
		Tl ⁺ , Pb ²⁺	O*	Fe ³⁺	
A-1	2300	2.7	87	11	0.62
A-2	2700	3.1	82	15	0.61
IX-304.8	2300	3.7	91	6	0.54
IX-328.1	2300	1.6	88	10	0.57
СГ-4871.2	1800	2.4	85	13	0.72
СГ-4879.8	2200	2.0	81	17	0.73

Кварц. Содержание кварца в аркозовых песчаниках составляет около 40 %. Основным методом изучения структурных дефектов в кварце был метод электронного парамагнитного резонанса. К преимуществам метода относятся селективная регистрация различных дефектов и сравнительно низкая чувствительность к посторонним немагнитным минеральным фазам.

В спектрах ЭПР образцов кварца из пород раннепротерозойского возраста зарегистрированы только примесные Al-центры и дефекты вакансионной природы – E₁'-центры. Ge- и Ti-центры, широко распространенные, по нашим данным, в кварце погребенных архейских толщ региона, в образцах кварца из протерозойских пород не обнаружены.

E₁'-центры можно рассматривать как одиночные вакансии кислорода в кремнекислородном тетраэдре, образованные в результате радиационного воздействия на кварц. Регистрация вакансий кислорода возможна при захвате электронов с переходом дефекта в парамагнитную форму – E₁'-центры. Для реализации этого перехода был применен термический отжиг образцов на воздухе (300°C, 20 мин.) (Моисеев, 1985; Раков, 1989). Измеренная таким образом концентрация E₁'-центров является мерой количества в кварце равновесных кислородных вакансий, образованных в результате природной радиации.

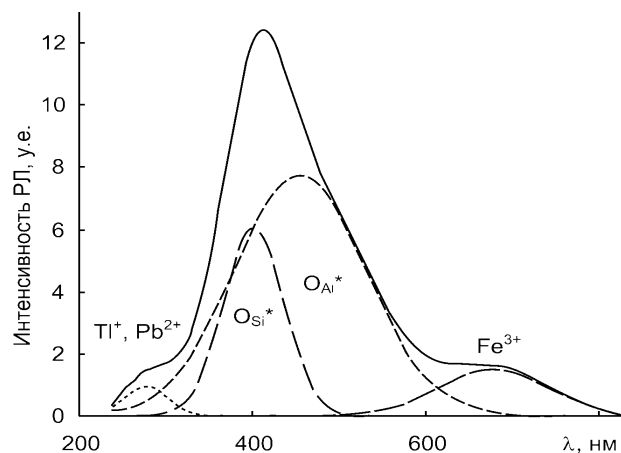


Рис. 4. Спектральный состав рентгенолюминесценции микроклина: декомпозиция спектра на гауссовы компоненты

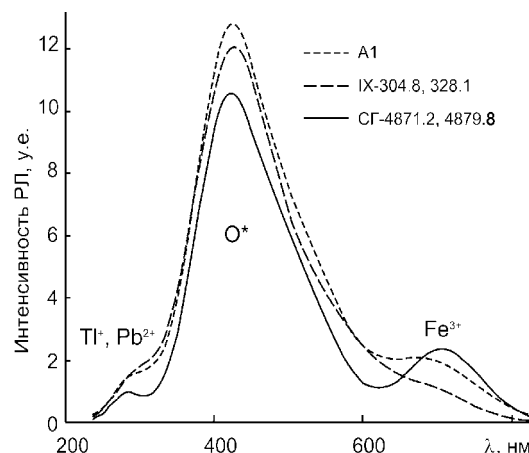


Рис. 5. Спектры рентгенолюминесценции образцов микроклина из поверхностных обнажений, из пород скв. IX и СГ-3

Результаты измерений концентрации E_1' -центров в образцах кварца из аркозовых песчаников различной глубинности приведены в табл. 4 и на рис. 6. Видно, что кварц в каждой из трех групп образцов весьма однороден и характеризуется попарно близкими содержаниями E_1' -центров в каждой группе образцов одинаковой глубинности, причем степень этой однородности выше для поверхностных и приповерхностных образцов. Кварцы из аркозовых песчаников поверхностных обнажений близки кварцам из песчаников скв. IX, но те и другие существенно отличаются от гомологичных кварцев из песчаников СГ-3. Результаты измерений позволяют проследить отчетливую зависимость концентраций E_1' -центров от глубинности образцов кварца. Можно констатировать, что с глубиной происходит постепенное уменьшение концентрации E_1' -центров, т.е. залечивание вакансий кислорода в структуре кварца; этот факт обусловлен повышенными Р/Т условиями формирования пород и/или снижением палеодозы E_1' -центров.

Примесный Al в структуре кварца занимает кремниевые позиции, а недостающий положительный заряд компенсируется щелочным ионом или же протоном, которые локализуются в больших каналах рядом с примесным тетраэдром. Парамагнитные кислородные центры вблизи иона алюминия, так называемые Al-центры, образуются из алюмощелочных комплексов при воздействии ионизирующей радиации. Для формирования парамагнитных Al-центров на других разновидностях дефектов необходим предварительный высокотемпературный отжиг образцов.

Для изучения Al-центров в кварце аркозовых песчаников была использована следующая методика. Содержание центров (C), замеренное в исходных пробах, указывает на величину современной природной радиации. Затем образцы облучаются дозой гамма-лучей в 30 Мрад, обеспечивающей полный переход регулярных алюмощелочных комплексов в парамагнитные Al-центры, их концентрация – C_γ . Отношение C/C_γ – степень облученности кварца; величина этого отношения определяется, прежде всего, мощностью потока природной радиации. Это отношение сильно зависит также от средней температуры кварца за время стабильности парамагнитного состояния Al-центров (по данным в литературе – около 5 млн лет).

Таблица 4. Концентрация парамагнитных центров в пробах кварца из аркозовых песчаников лучломпольской свиты поверхностных и из скв. IX и СГ-3

Образец	E_1' -центры, ppm	Al-центры				
		Концентрация, ppm			C/C_γ	C_γ^T/C_γ
		C	C_γ	C_γ^T		
A 1	0.46	16	33	44	0.5	1.3
A 2	0.45	10	33	40	0.3	1.2
IX-304.8	0.43	19	29	87	0.7	3.0
IX-328.1	0.42	26	32	69	0.8	2.2
СГ-4871.2	0.12	0	11	23	0	2.1
СГ-4879.8	0.22	0	11	20	0	1.8

Примечание: C – естественная концентрация парамагнитных Al-центров; C_γ – концентрация алюмощелочных комплексов; C_γ^T – полная концентрация структурного алюминия в решетке кварца. Величина погрешности измерений без учета систематической ошибки концентрации центров в эталонном образце составляла 5-10 %, полная погрешность – 15-30 %.

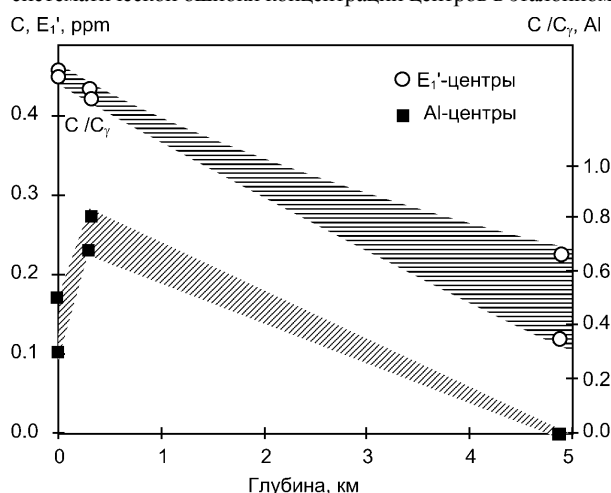


Рис. 6. Зависимость концентрации радиационных E_1' -центров и естественной доли парамагнитных радиационно-наведенных Al-центров в кварце от глубины погружения аркозовых песчаников лучломпольской свиты

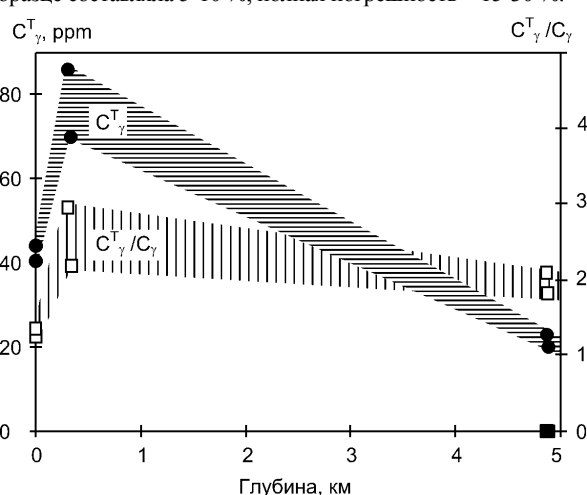


Рис. 7. Зависимость концентрационных параметров Al-центров в кварце от глубины погружения аркозовых песчаников лучломпольской свиты

Затем образец отжигали в течение 1 ч при 1000°C и вновь облучали. Зарегистрированная концентрация (C_{γ}^T) характеризует общее количество примесного алюминия в кварце, а отношение (C_{γ}^T/C_{γ}) растет с увеличением степени дефектности кварца и его насыщенности ОН-группами. По некоторым данным, это отношение уменьшается с ростом температуры кристаллизации минерала (Раков, 1989).

Измерения показывают (табл. 4, рис. 6, 7), что эффективность современного естественного образования парамагнитной формы Al-центров в кварце максимальна для близповерхностных образцов из скв. IX. В глубинных образцах кварца из разреза СГ-3 (глубина свыше 4800 м) парамагнитная форма Al-центров вообще не формируется. На поверхности отношение C_{γ}^T/C_{γ} у кварца близко к единице (1.3-1.5). Резко повышается это отношение в кварце из скв. IX (C_{γ}^T/C_{γ} достигает 2-3), а в глубинном кварце (разрез СГ-3) оно снижается (C_{γ}^T/C_{γ} составляет 1.8-2.1), но остается более высоким, чем у поверхностных образцов. Эти данные указывают на понижение роли ОН-групп в стабилизации замещающего алюминия в решетке кварца. Полная концентрация структурного алюминия (Al-центры, активированные высокотемпературным отжигом и облучением) также уменьшается с глубиной (рис. 7).

Карбонаты лучломпольской и кувернериньокской осадочных свит. Химический состав всех изученных образцов карбонатов соответствует доломитам. Образцы доломитов из разноглубинных пород лучломпольской свиты скв. IX (табл. 5) имеют практически идентичный состав; их глубинные гомологи в СГ-3 отличаются избытком железа и дефицитом кальция и отчасти магния.

Химический состав доломитов из пород кувернериньокской свиты поверхностного и глубинного (разрез СГ-3) уровней практически идентичен (табл. 6). Глубинные породы лишь несколько обеднены марганцем и кальцием.

Таблица 5. Химический состав доломитов из пород лучломпольской свиты скв. IX и СГ-3, мас. %

Компоненты	Химический анализ				Микрозондовый анализ			
	IX-128.1	IX-146.5	IX-183.1	IX-188.1	IX/128.1	IX/183.1	IX/188.1	СГ-4794.0
SiO ₂	0.45	0.65	0.60	0.69	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	<0.60	<0.60	<0.60	<0.60	0.05	0.05	0.00	0.05
FeO	0.16	0.29	0.26	0.24	0.08	0.24	0.00	1.33
MnO	0.04	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.11
MgO	20.37	20.44	20.32	20.55	21.40	21.02	22.05	20.71
CaO	31.89	30.65	31.42	31.38	30.27	31.39	31.13	29.74
Na ₂ O	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	<0.02	0.00	<0.02	<0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO ₂	46.56	45.73	46.62	45.59	47.01	47.63	47.41	47.37
Сумма	100.45	99.92	100.49	99.99	98.87	100.38	100.63	99.31

Таблица 6. Химический состав доломитов из пород кувернериньокской свиты скв. СГ-3 и поверхностных обнажений, мас. %

Компоненты	Химический анализ	Микрозондовый анализ		
	98/74	КП	СГ-5660.8	СГ-5688.3
SiO ₂	2.80	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	<0.05	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	<0.60	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.23	0.10	0.224	0.30
MnO	0.13	0.00	0.020	0.04
MgO	19.88	21.31	21.42	21.21
CaO	31.47	30.37	30.26	30.02
Na ₂ O	<0.05	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.12	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00
CO ₂	43.52	47.28	47.39	47.07
Сумма	98.85	99.16	99.31	98.64

Таблица 7. Примесные фазы и интегральные интенсивности (А) полос люминесценции карбонатов из пород кувернеринийокской и лучломпольской свит поверхностных, скв. IX и СГ-3

Проба	Примесные фазы			Рентгенолюминесценция			
	ИКС	Дифрактометрия	РЛ	Mn ²⁺ _{Mg}		Mn ²⁺ _{Ca}	CO ₃ ²⁻
				A, у.е.	λ _{max} , нм	A, у.е.	A, у.е.
<i>Кувернеринийокская свита</i>							
КП	10 % Qu	–	не обн.	1.3	666	0.07	0.03
98/74	2 % Qu	–	то же	15.3	668	0.3	–
СГ-5660.8	5 % Pl	Qu+Pl	Pl	3.0	664	–	0.02
СГ-5681.7	5 % Amph	Amph	не обн.	1.8	660	–	0.03
СГ-5688.3	40 % Amph	Amph	Pl	3.5	652	–	–
<i>Лучломпольская свита</i>							
IX-128.1	не обн.	–	не обн.	7.8	667	–	0.03
IX-146.5	то же	–	то же	3.6	668	–	0.02
IX-183.1	то же	–	то же	8.9	668	сл.	0.04
IX-188.1	то же	–	то же	7.1	668	сл.	0.03
СГ-4794.0	40 % (Qu+Pl)	Qu+Pl	Ap	0.4	685	–	–

Примечание: Qu – кварц, Pl – плагиоклаз, Amph – амфибол, Ap – апатит. Прочерк – нет данных.

Доломитовая структура карбонатов подтверждена также данными ИК-спектроскопии и дифрактометрии. В составе проб с поверхности присутствует небольшая примесь кварца (табл. 7). Пробы СГ-5660.8, СГ-5681.7 доломитов кувернеринийокской свиты из разреза СГ-3 содержат небольшое количество плагиоклаза и амфиболита. К сожалению, сильно обогащены плагиоклазом и амфиболитом оказались пробы СГ-4794.0 и СГ-5688.3. Наличие посторонних примесей сильно повышает погрешность измерения интенсивности РЛ, в меньшей степени они сказываются на результатах исследований ЭПР.

Во всех спектрах РЛ основная полоса излучения связана с изоморфными ионами марганца в позиции магния и кальция структуры доломита. Основной вклад вносит излучение ионов марганца в позициях магния (рис. 8). Положение и полуширина этой полосы РЛ у приповерхностных образцов неизменны и составляют, соответственно, 670 нм и 80-95 нм. Достаточно уверенно полоса излучения ионов Mn²⁺, замещающих ионы кальция в структуре доломита, выявляется только у поверхностных образцов; возможно, она присутствует также у части образцов из разреза скв. IX (см. табл. 7). Положение этой полосы соответствует 580-590 нм, полуширина составляет около 70 нм.

Спектры РЛ всех исследованных образцов приведены на рис. 9. У образцов из пород СГ-3 положение максимума полосы РЛ Mn²⁺ и ее ширина заметно варьирует, что может быть объяснено наличием дополнительной люминесценции в данном спектральном диапазоне от посторонних примесей полевых шпатов.

В ряде образцов в ближнем ультрафиолете установлена слабо интенсивная широкая полоса с максимумом около 365 нм. Вероятно, она связана с собственными дефектами структуры минерала – CO₃²⁻-дефектами.

В спектре РЛ образца СГ-5660.8 в дальнем ультрафиолете присутствует полоса с максимумом около 270 нм, а в образце СГ-5688.5 – полоса с максимумом 400-460 нм. Такое излучение установлено во многих образцах плагиоклазов, как из пород СГ-3, так и из их гомологов. В образце СГ-4794.0 (см. рис. 9) полоса Mn слабая, а на ее фоне в ультрафиолетовом диапазоне проявлены узкие линии редкоземельных элементов (Gd³⁺ – 312 нм, Ce³⁺ – 360-410 нм, Dy³⁺ – 480 и 575 нм, Er³⁺ – 552 нм, Sn³⁺ – 600 и 645 нм). Положение в спектре этих линий соответствует апатиту. Другими методами примесь этого минерала в карбонатах не установлена.

Наличие в структуре доломитов изоморфных ионов марганца обнаруживается также методом ЭПР (рис. 10). Форма компонент спектра однозначно указывает на регистрацию суперпозиции сигналов от ионов марганца в позициях кальция и магния кристаллической структуры доломита. Спектр ионов Mn²⁺ в позиции Ca²⁺ состоит из шести узких сверхтонких компонентов. В случае иона Mn²⁺ в позиции Mg²⁺ вследствие более низкой локальной симметрии каждый компонент сверхтонкой структуры дополнительно расщеплен.

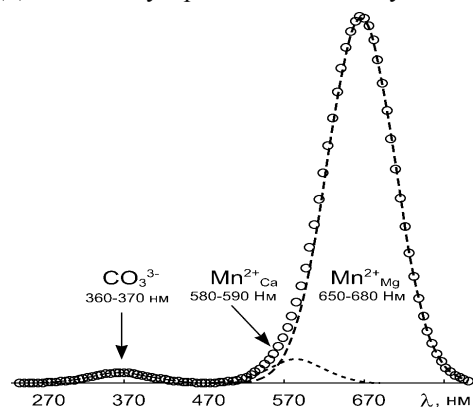


Рис. 8. Пример декомпозиции спектрального состава РЛ доломита

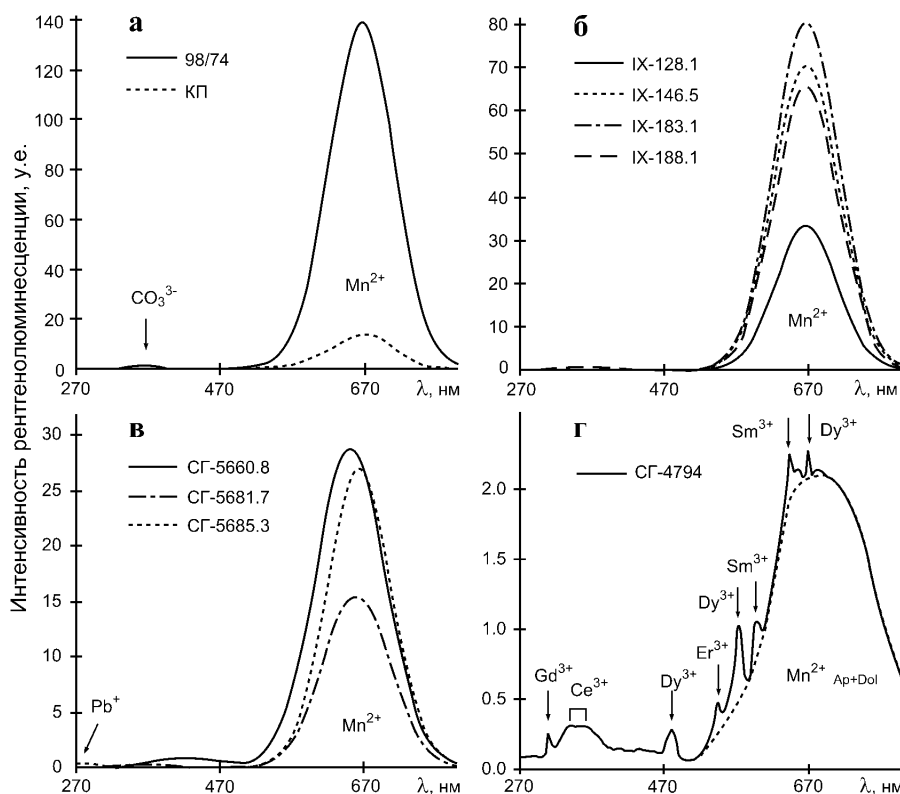


Рис. 9. Спектры РЛ карбонатов из пород кувернерийюкской (а, в) и лучломпольской (б, г) свит поверхностных обнажений (а) и скв. IX (б), СГ-3 (в, г)

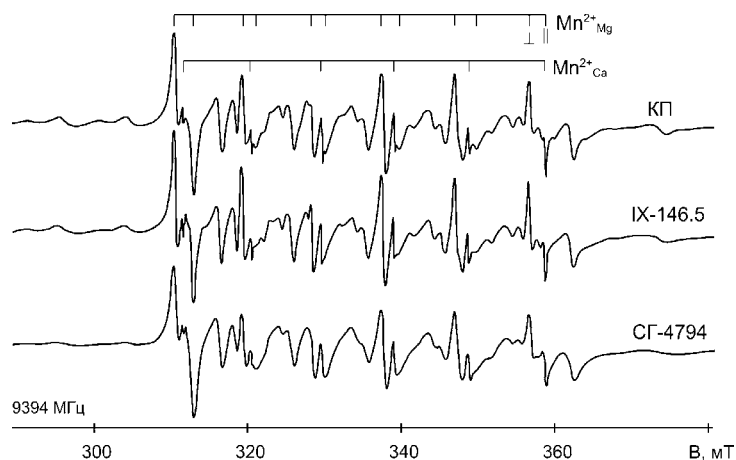


Рис. 10. Типичные спектры ЭПР карбонатов из пород кувернерийюкской (обр. КП) и лучломпольской (обр. IX-146.5 и СГ-4794.0) свит

Численный анализ спектров проведен на высокополевых сверхтонких компонентах. Измеренные значения ширины (ΔB), интенсивности (A) линий иона Mn^{2+} в Ca- и Mg-позициях, а также величина интегральной интенсивности ($S = A \cdot \Delta B^2$), служащей мерой концентрации ионов марганца в соответствующих структурных положениях, приведены в табл. 8. По соотношению интенсивностей обоих спектров можно заключить, что подавляющая часть ионов марганца находится в позициях магния. Качественная оценка вклада структурных позиций кальция произведена по формуле:

$$D_{Ca} = S(Mn^{2+} \rightarrow Ca^{2+}) / [S(Mn^{2+} \rightarrow Ca^{2+}) + k \cdot S(Mn^{2+} \rightarrow Mg^{2+})] \cdot 100\%, \quad (4)$$

где k – коэффициент, учитывающий различие форм спектров ЭПР ионов в двух позициях ($k = 11$). Этот вклад максимален в образцах с поверхности, в доломитах глубинных толщ типичное его значение находится на уровне первых процентов.

Таблица 8. Параметры линий Mn^{2+} в спектрах ЭПР доломита из пород поверхностных и скв. IX, СГ-3

Проба	$Mn^{2+} \rightarrow Mg^{2+}$			$Mn^{2+} \rightarrow Ca^{2+}$			D_{Ca} , %
	A, у.е.	ΔB , мТ	S, у.е.	A, у.е.	ΔB , мТ	S, у.е.	
<i>Кувернеринийокская свита</i>							
КП	0.13	0.32	0.01	0.10	0.18	0.00	2
98/74	0.27	0.51	0.07	0.44	0.36	0.06	7
СГ-5660.8	0.15	0.54	0.04	0.08	0.30	0.01	1
СГ-5681.7	0.14	0.55	0.04	0.07	0.21	0.00	1
СГ-5688.3	0.16	0.44	0.03	0.36	0.20	0.01	4
<i>Лучломпольская свита</i>							
IX-128.1	0.15	0.56	0.05	0.13	0.23	0.01	1
IX-146.5	0.11	0.49	0.03	0.05	0.25	0.00	1
IX-183.1	0.16	0.51	0.04	0.12	0.29	0.01	2
IX-188.1	0.16	0.49	0.04	0.13	0.23	0.01	2
СГ-4794.0	0.08	0.75	0.04	0.05	0.45	0.01	2

Спектры ЭПР карбонатов из пород скв. IX идентичны между собой по интенсивности и ширине линий, что однозначно свидетельствует в пользу гомогенности состава и идентичности структурных характеристик доломитов лучломпольской свиты на глубине 120-200 м. По сравнению с гомологичным образцом в разрезе СГ-3 (обр. СГ-4794.0) линии спектра ЭПР приповерхностных образцов значительно уже, а их интегральная интенсивность вдвое выше. В какой-то мере сравнительно низкая интенсивность линий ЭПР у обр. СГ-4794.0 связана с уменьшением доли карбоната в препарате за счет наличия значительного количества примесей кварца и плагиоклаза, а по данным РЛ и апатита. Собственные сигналы ЭПР этих фаз не наблюдались.

Доломиты из пород кувернеринийокской свиты характеризуются большей долей ионов марганца в кальциевых позициях по сравнению с образцами из пород лучломпольской свиты. При этом наибольшее представительство этих позиций наблюдалось в образцах с поверхности. Для доломитов из пород СГ-3 также характерна уширенность линий ЭПР. Рост ширины линий показывает прогрессирующее с глубиной уменьшение степени совершенства кристаллической структуры карбоната обоих горизонтов.

Результаты измерения интенсивностей в полосе ионов Mn^{2+} методом РЛ и интенсивности линий этих ионов в спектрах ЭПР для приповерхностных образцов доломита хорошо коррелированы (коэффициент корреляции равен 0.98, при $n = 6$) (рис. 11). Отметим, что все эти образцы с малым количеством примесных фаз. Точки, соответствующие образцам из пород СГ-3, формируют собственную автономную, относительно компактную группу, подчеркивая тем самым специфичность глубинных образцов в сравнении с их поверхностными и приповерхностными гомологами. Заниженные значения РЛ образцов из пород СГ-3 не могут быть полностью объяснены присутствием посторонних примесей.

4. Обсуждение результатов

Время от времени в науке появляются значительные явления, определяющие новые направления ее эволюции, будь то вновь открытые и осмысленные факты, новые идеи или новые методы. Если говорить о науках о Земле, то в одном ряду с такими значительными явлениями, как радиометрические измерения возраста пород, электронная микроскопия, сейсмическая томография и спутниковая геодезия, бесспорно, стоит сверхглубокое бурение. В конце минувшего века интерес к глубинному строению Земли нарастал, поскольку стало ясно, что только фундаментальные геологические знания о характере взаимосвязи абиссальных, близповерхностных и поверхностных оболочек литосферы позволят в перспективе удовлетворить потребности мирового сообщества в природных ресурсах, найти пути

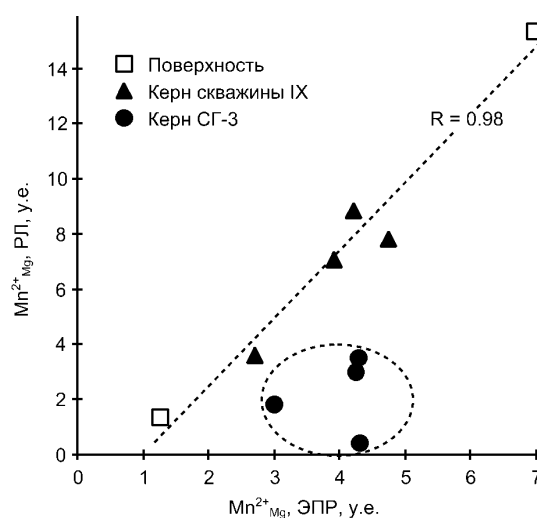


Рис. 11. Диаграмма интегральной интенсивности РЛ в полосе Mn^{2+} – концентрация (усл. ед.) этих ионов по данным ЭПР для образцов доломита из пород поверхностных, скв. IX и СГ-3

смягчения влияния природных и техногенных катастроф и эффективно прогнозировать глобальные изменения окружающей среды. За последнюю четверть века сначала в России, а затем и во всем мире выполнена беспрецедентная программа изучения глубинного строения континентальной земной коры, сопровождавшаяся бурением сверхглубоких скважин в наиболее важных геологических структурах. Самая глубокая скважина СГ-3 занимает, однако, особое место в глобальной системе изучения глубинного строения планеты. Это первая сверхглубокая скважина, пробуренная в кристаллических породах, причем пробуренная на Балтийском щите – весьма консервативном структурном элементе, сохраняющем свое строение на протяжении последних полутора миллиардов лет. Именно поэтому керновый материал СГ-3 является уникальным объектом для исследования и сопоставления тонких геохимических, структурных и физических характеристик пород и минералов раннепротерозойского и архейского комплексов земной коры.

Большое значение для выявления воздействия глубинного фактора на минералы путем сопоставления пород СГ-3 с их поверхностными и приповерхностными гомологами имеет правильное понимание гетерохронных процессов метаморфизма, преобразовавших протолиты раннепротерозойских комплексов. Метаморфическая зональность в породах Печенгской структуры, включавшая пренит-пумпеллиитовую, зеленосланцевую, эпидот-амфиболитовую и амфиболитовую фации, вначале рассматривалась как одноэтапная (*Загородный и др.*, 1964). Учитывая различный химизм метаморфических минералов, *Г.Г. Дук* (1977; 1989) выделяла уже две разновозрастные метаморфические зональности: раннюю андалузит-силлиманитового типа (~40 град/км, $P = 2-4$ кбар), изограды которой совпадают со стратиграфическими границами, и более позднюю, кианит-силлиманитового типа (~30 град/км, $P = 3-6$ кбар), с изоградами, секущими зональность первого типа. По геологическим и геохронологическим данным (*Беляев, Петров*, 1997) были выделены две структурно-метаморфические стадии эволюции Печенгской структуры: древнейшая с возрастом 2150-1750 млн лет, отражавшая ранний этап развития структуры и сопровождавшаяся накоплением осадочных и вулканогенных толщ и их метаморфизмом в условиях андалузит-силлиманитового типа метаморфизма; и более молодая, с возрастом 1750-1500 млн лет, сопровождавшаяся метаморфизмом кианит-силлиманитового типа с пиком этих событий, имеющим возраст 1650 ± 100 млн лет.

Детальное изучение метаморфизма пород по разрезу СГ-3 позволило А.А. Глаголеву (*Кольская сверхглубокая*, 1984) уточнить температурные фациальные границы в рамках разреза СГ-3: 0.0-1400.0 м – пренит-пумпеллиитовая фация; 1400.0-4900.0 м – фация зеленых сланцев (субфации: 1400.0-3200.0 м – эпидот-хлоритовая; 3200.0-4340.0 м – биотит-актинолитовая; 4340.0-4900.0 м – биотит-амфиболовая); 4900.0-6000.0 м – эпидот-амфиболитовая фация; ниже 6000.0 м – амфиболитовая фация. Исследования А.А. Кременецкого (*Кременецкий, Овчинников*, 1986) согласуются со схемой А.А. Глаголева, хотя породы с пренитом и пумпеллиитом относятся этим исследователем к низкотемпературной зоне фации зеленых сланцев. Кроме того, к эпидот-амфиболитовой фации отнесены породы в интервале 4563.0-9000.0 м, т.е. в отличие от схемы А.А. Глаголева, породы ниже 6000.0 м отнесены не к амфиболитовой, а к роговообманко-андезиновой зоне эпидот-амфиболитовой фации.

Ранее было показано, что метаморфизм печенгских пород нарастает в сторону контакта с архейскими породами (*Дук*, 1977; *Казанский и др.*, 1985; *Кольская сверхглубокая*, 1984). Детальные исследования, однако, показывают, что проявления протерозойского метаморфизма в разрезе СГ-3 резко неоднородны, в сравнении с поверхностной латеральной метаморфической зональностью (*Смульская и др.*, 2002). По данным этих исследователей, протерозойский геотермический градиент в СГ-3 составляет в среднем 30-40 град/км, однако при этом дважды отмечено его локальное возрастание до 70-80 град/км: на глубине 4300.0-4900.0 м и на глубине 6500.0-6900.0 м, в зоне контакта протерозойского комплекса с археем. В зоне Лучломпольского разлома минеральные ассоциации биотит-актинолитовой субфации зеленосланцевой фации замещаются ассоциациями эпидот-амфиболитовой фации. Ниже вплоть до рубежа 5550.0 м температура метаморфизма вновь соответствует уровню зеленосланцевой фации, а затем довольно резко нарастает по мере приближения к контакту с архейским комплексом. В интервале 5550.0-6050.0 м породы метаморфизованы в условиях, переходных от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации, а километровая по мощности приконтактная зона, включая и породы архейского комплекса, метаморфизована в условиях, переходных от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации, что соответствует геотермическому градиенту 70-80 град/км. Возрастание в СГ-3 протерозойского геотермического градиента в зоне влияния Лучломпольского разлома и в приконтактной зоне было отмечено и ранее (*Казанский и др.*, 1985) и объяснялось "экранирующим действием разломов". Следует отметить, что обе эти тектонические зоны отмечены не только катаклизмом и расщеплением пород, но и интенсивной биотитизацией, а также аномально высоким соотношением He^3/He^4 (*Икорский и др.*, 1994). По данным А.А. Кременецкого (*Кременецкий, Овчинников*, 1986), эти

зоны являлись проводниками глубинных флюидных потоков, обеспечивших здесь локальное повышение температуры метаморфизма.

Таким образом, рассматриваемые нами осадочные породы в разрезе скважины СГ-3 относятся, в основном, к продуктам метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации. Это касается, прежде всего, горизонта крупнозернистых аркозовых песчаников из разреза лучломпольской свиты (интервал 4773.0-4884.0 м). Приповерхностные выходы гомологичных пород были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

В процессе исследований мы столкнулись с достаточно сложной задачей: идентифицировать и оценить степень влияния на физические и химические свойства минералов, с одной стороны, наложенного метаморфизма, а с другой – фактора глубинности, обусловленного последующим пребыванием пород в течение геологически длительного времени в глубинных повышенных Р-Т условиях.

Изучение микроклина, кварца и доломита во всех исследованных нами образцах указывает на идентичность составов и спектроскопических свойств минералов поверхностных, а также приповерхностных образований, подсеченных сателлитными структурными скважинами на относительно малых глубинах. Вместе с тем, в основном на уровне дефектной структуры, обнаруживаются определенные их отличия от гомологов из разреза СГ-3. Выявленные отличия могут характеризовать для разных минералов различную направленность петрогенеза и минерагенеза. Так, кристаллическая решетка микроклина из разреза СГ-3 характеризуется меньшей дефектностью в сравнении с близповерхностными микроклинами; в то же время для карбонатов ситуация обратная. То и другое является возможным следствием различных условий метаморфизма пород на разных уровнях. Распределение ионов марганца почти исключительно в магниевых позициях доломита свидетельствует о низкой температуре кристаллизации или перекристаллизации этого минерала (Calas, 1988). При этом доломиты из нижней кувернериньокской свиты, вероятно, подвергавшиеся более высокотемпературным преобразованиям, имеют более высокий вклад кальциевых позиций марганца в сравнении с доломитами лучломпольской свиты. Влияние современного фактора глубинности проявляется, вероятно, в небольшом снижении вклада кальциевых позиций в доломитах глубинных горизонтов кувернериньокской свиты по сравнению с их поверхностными гомологами.

Довольно уверенно к действию глубинного фактора можно отнести тенденцию уменьшения с глубиной естественной доли парамагнитных алюминиевых центров в кварце, поскольку время жизни парамагнитного состояния этих дефектов даже в нормальных условиях (около 5 млн лет) пренебрежимо мало по сравнению со временем проявления последнего этапа метаморфизма (1650 млн лет). По-видимому, это относится к E₁-центрам. Вакансии кислорода в решетке кварца – устойчивые образования, их время жизни при нормальных условиях оценивается в 1 млрд лет (Моисеев, 1985). Однако в условиях повышенных температур на глубинах 4800.0-4900.0 м они должны значительно быстрее заживать путем аннигиляции с междуузельными атомами кислорода или путем выхода на дислокации. Отметим, что именно на этой глубине зарегистрирована аномально высокая плотность теплового потока (Кольская сверхглубокая, 1998).

Сдвиг изоморфизма примесного алюминия в кварце в сторону щелочных разновидностей с ростом глубины залегания вмещающих толщ, по-видимому, обусловлен как различием степеней метаморфизма на разных глубинах, так и собственно глубинным фактором нарастания РТ-параметров вмещающих толщ. В близповерхностных условиях кварц мог насыщаться гидроксильными группами в результате метаморфических преобразований пород. С глубиной эффект снижался, вероятно, вследствие более низкой устойчивости к термическим факторам протонных разновидностей дефектов. Концентрации структурного алюминия (Al-центры, активированные высокотемпературным отжигом и облучением) также изменяются с глубиной аналогичным образом: максимум их содержания наблюдается в кварцах из скв. IX и минимум – у поверхностных образцов.

В связи с попыткой оценить воздействие фактора глубинности на исследованные нами породы и минералы и отделить результаты этого воздействия от локального, избирательного метаморфического преобразования этих пород на различных уровнях, подчеркнем еще раз, что в интервале 4563.0-4900.0 м СГ-3 пересекает надвиговую тектоническую зону расщепления и разуплотнения пород. Проведенный структурно-метаморфический анализ керна СГ-3 (Казанский и др., 1985) позволил установить, что интенсивность деформации и перекристаллизации пород в этой зоне дискретно и скачкообразно меняется сверху вниз. Интервал проявления интенсивных деформаций, соответствующий положению зоны влияния крупного Лучломпольского разлома на границе оршайвинской и заполярнинской свит северопеченгского комплекса, захватывает часть пород оршайвинской свиты, целиком породы лучломпольской свиты, а также часть вышележащих пород заполярнинской свиты. Текстурно-структурные особенности деформированных горных пород в зоне влияния Лучломпольского разлома – четкая и закономерная ориентировка кварца, карбонатов, биотита, мусковита, хлорита и амфибола –

однозначно свидетельствуют о том, что перемещения в зоне влияния разлома являлись синметаморфическими, и что направление движения было перпендикулярно простиранию плоскости разлома. Ниже зоны влияния разлома степень расланцевания вулканитов оршоайвинской свиты уменьшается, и породы с реликтовыми текстурами лавовых пород преобладают над кристаллически-сланцеватыми разновидностями. Однако по минеральным парагенезисам и кристаллически-сланцеватые, и массивные, недеформированные вулканогенные породы равным образом метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации. Проведенные В.И. Казанским исследования позволили конкретизировать и уточнить границу метаморфической зональности в подошве заполярнинской свиты: до отметки 4430.0 м проявления дислокационного метаморфизма ограничены локальными тектоническими швами, внутреннее строение которых определялось составом исходных пород; ниже этой отметки влияние петрографического состава отходит на второй план, и все породы деформируются с проявлением деформационных кристаллобластических структур, закономерной ориентировки минералов и анизотропии горных пород. Положение этой весьма значимой границы метаморфической зональности в подошве заполярнинской свиты подтверждается также результатами изучения анизотропии пород скважины СГ-3 акустико-поляризационным методом (*Горбацевич и др.*, 1997); по результатам анализа на глубине 4430.0 м (мы хотели бы обратить внимание на резкость этой границы, не вполне понятную специалистам по региональному и даже динамотермальному метаморфизму) проходит граница, отделяющая нижележащие "существенно анизотропные породы" от вышележащих "преимущественно изотропных". Линейная акустическая анизотропия поглощения пород маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит обусловлена действиями значительных по величине и градиенту палеонапряжений. Упруго-анизотропная модель разреза СГ-3 свидетельствует, что на глубине 4430.0 м (а также 10150.0 м) происходит "существенная смена палеотектонических режимов с изменением ориентации сил и деформаций". Характерен также рубеж 10150.0 м, ниже которого регистрируется иной "геодинамический тип пород". Хотелось бы отметить, что рубеж этот частично подтверждается и геологическими наблюдениями. В частности, некоторые гранитоидные и метасоматические породы, например, кварц-мусковитовые метасоматиты, связанные с временем пирттиярвинского вулканизма, наблюдаются в разрезе СГ-3 именно на этой глубине (*Ветрин, Гороховский*, 2002). Оба эти рубежа, в особенности рубеж 4430.0 м, связаны на Печенге, по нашим представлениям, со значительными субгоризонтальными перемещениями крупных тектонических блоков в постпирттиярвинское (но доматертское) время.

С позиций развиваемой в последние годы "плюм-тектоники" считается однозначно доказанным факт транзитного переноса никеля, кобальта, меди, золота и платиноидов восстановительными глубинными флюидами, имевшими мантийное происхождение, и частичного отложения рудных элементов на стадии окисления этих флюидов в виде своеобразных высокоуглеродистых метасоматитов (*Летников и др.*, 1996; *Летников, Дорогокупец*, 2001; *Летников*, 2001). Процесс этот мог бы объяснить широкое и повсеместное распространение углеродистого вещества в осадочных печенгских породах в постпирттиярвинское время, а также появление в это же время на Печенге интрузивной габбро-верлитовой ассоциации с ее крупными месторождениями медно-никелевых руд.

Что же касается резкости границ метаморфизма и степени акустической анизотропии пород в упомянутых тектонических зонах, то их можно объяснить проявлением так называемой складчатости основания (*Обуэн*, 1967), хорошо знакомой европейским геологам, изучавшим интракратонные складчатые области "парагеосинклиналей" ("негеосинклиналей", по представлению Штилле (*Stille*, 1940)). Геологи старой европейской школы прекрасно изучили не столь уж редкие случаи, когда, помимо классической изоклиальной "складчатости чехла", в надвиговых сооружениях интракратонных подвижных зон фиксируется германотипная "складчатость основания". Именно в случае подобной складчатости под нематаморфизованной или слабо метаморфизованной пластиной аллохтона, ниже поверхности надвигообразования, расположены интенсивно метаморфизованные, иногда даже гранитизированные, нередко смятые в складки породы "основания". В таких случаях наблюдаемый переход между интенсивно деформированными и метаморфизованными подстилающими и слабо деформированными нематаморфизованными перекрывающими породами может происходить в интервале нескольких метров и даже сантиметров. Аналогичную картину можно наблюдать и в разрезе СГ-3, демонстрирующем все детали глубинного строения Печенгской структуры и её фундамента, которые пережили в процессе становления этой структуры несколько этапов тангенциального сжатия, метаморфизма и "складчатости основания". Этим и объясняется столь резкое изменение метаморфизма и "палеотектонического режима" на глубинах 4430.0 и 10150.0 м, наличие изотопных датировок метаморфизма широкого возрастного спектра в породах фундамента, но не в перекрывающих печенгских породах, наличие метасоматитов и жильных протерозойских гранитов лишь на определенных интервалах разреза скважины и т.д. и т.п. Исходя из всего вышеописанного, точность рубежей 4430.0 и 10150.0 м, установленных нашими коллегами различными и независимыми методами, имеет вовсе не такое уж мистическое значение.

5. Выводы

1) Разрез ятулийских горизонтов раннепротерозойского северопеченгского комплекса вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной СГ-3, а также группой сателлитных структурных скважин, прежде всего, скважинами IX (глубина 1300 м) и X (глубина 1100 м), которые расположены по восстанию свит и горизонтов пород, прослеженных скважиной СГ-3 на больших глубинах. Наличие этих скважин является исключительно благоприятным фактором, обеспечивающим возможность установления гомологичности глубинных, приповерхностных и поверхностных пород. Степень изученности разрезов лучломпольской и кувернериньокской свит обеспечивает точную привязку сопоставляемых гомологичных пород, что позволяет обсуждать особенности их изменения по разрезу с точностью до нескольких метров.

2) В качестве минералов-индикаторов различной глубинности было отдано предпочтение калиевым полевым шпатам и кварцу, эталонным минералам структурно-минералогических исследований, которые к тому же достаточно распространены в разрезе. Совместное присутствие этих минералов в составе крупнозернистых аркозовых песчаников лучломпольской свиты, хорошо представленных как в разрезе СГ-3 (интервал 4773.0-4884.0 м), так и на поверхности, а также в разрезе скв. IX (интервал 135.0-410.0 м), позволяет рекомендовать данный горизонт в качестве модельного при сравнительном изучении свойств пород и минералов на разных глубинах. Петрохимические исследования указывают на гомологичность пород данной свиты на разных уровнях.

3) По результатам исследований, минералы изученных разноглубинных пород, занимающих одинаковое положение в разрезе лучломпольской свиты, являются гомологичными. Изучение микроклина, кварца и доломита во всех образцах указывает на идентичность составов и спектроскопических свойств поверхностных и приповерхностных минералов. На уровне дефектной структуры обнаруживаются определенные их отличия от глубинных гомологов в разрезе СГ-3.

4) Выявленные структурные отличия поверхностных и глубинных минералов проявляются для микроклина и доломита в степени дефектности кристаллической структуры: для микроклина она уменьшается с глубиной, а для доломита – растет. Эффект увязан с различной степенью метаморфических преобразований разноглубинных пород.

5) Совместным действием метаморфизма и различных термодинамических параметров геологически длительного пребывания карбонатов на разных глубинах может быть обусловлено распределение примесных ионов марганца по различным структурным позициям доломита. С аналогичным процессом связан сдвиг изоморфизма примесного алюминия в кварце в сторону щелочных разновидностей с ростом глубины залегания пород. К действию непосредственно глубинного фактора отнесены тенденции уменьшения с глубиной естественной доли парамагнитных алюминиевых центров в кварце и концентрации в нем кислородных вакансий.

6) Выявленные тенденции могут быть использованы при интерпретации особенностей структуры разноглубинных минералов сильно метаморфизованных архейских толщ в сравнении с минералами относительно слабоизмененных гомологичных образований на поверхности.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты 04-05-65154, 02-05-64747.

Литература

- Calas G.** Electron paramagnetic resonance. *Reviews in Mineralogy*, v.18, p.513-571, 1988.
- Stille H.** Einführung in den Bau Nordamerikas. *Berlin*, 717 p., 1940.
- Балашов Ю.А.** Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова. *Петрология*, т.4, № 1, с.3-25, 1996.
- Беляев О.А., Петров В.П.** Основные этапы тектоно-метаморфического развития земной коры Кольского метаморфического пояса (Балтийский щит). Докембрий Северной Евразии. *Труды Межд. сов. 15-18 апр. 1997 г., СПб., ИГГД РАН*, с.12, 1997.
- Ветрин В.Р., Гороховский Б.В.** Гранитизация пород архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины: возраст и источники вещества. *Петрология*, т.10, № 2, с.210-224, 2002.
- Вотяков С.Л., Краснобаев А.А., Крохалев В.Я.** Кинетика рентгенолюминесценции и радиационное светозапасание в природных минералах. *ДАН СССР*, т.277, № 1, с.178-180, 1984.
- Горбацевич Ф.Ф., Ильченко В.Л., Смирнов Ю.П.** Тектоника Печенгского блока и упруго-анизотропная модель околоскважинного пространства Кольской сверхглубокой. Докембрий Северной Евразии. *Труды Межд. сов. 15-18 апр. 1997 г., СПб., изд. ИГГД РАН*, с.26, 1997.
- Горобец Б.С., Рогожин А.А.** Спектры люминесценции минералов. Справочник. М., изд. ВИМС, 312 с., 2001.
- Дук Г.Г.** Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. *Л., Наука*, 104 с., 1977.

- Дук Г.Г., Кольцова Т.В., Бибикова Е.В.** Проблемы глубинного петрогенеза и возраста пород Кольской сверхглубокой скважины. *Изотопная геохронология докембрия*. Л., Наука, с.72-86, 1989.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н.** Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М., Л., Наука, 207 с., 1964.
- Икорский С.В., Каменский И.Л., Смирнов Ю.П.** Изотопы гелия в разрезе Кольской сверхглубокой скважины. *ДАН*, т.335, № 1, с.84-87, 1994.
- Казанский В.И., Боронихин В.А., Ванюшин В.А.** Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе. Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. М., Наука, с.6-46, 1985.
- Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. Под ред. Козловского Е.А. М., Недра, 490 с., 1984.
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М., МФ "Технонефтегаз", 260 с., 1998.
- Концентрационные измерения электронно-дырочных центров в кварце методом ЭПР. *Методическая инструкция*. М., изд. ВИМС, 23 с., 1986.
- Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н.** Геохимия глубинных пород. М., Наука, 262 с., 1986.
- Летников Ф.А.** Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза. *Геология рудных месторождений*, т.43, № 4, с.291-307, 2001.
- Летников Ф.А., Савельева В.Б., Аникина Ю.В., Смагунова М.М.** Высокоуглеродистые тектониты – новый тип концентрирования золота и платины. *ДАН*, т.347, № 6, с.795-798, 1996.
- Летников Ф.А., Дорогокупец П.И.** К вопросу о роли сверхглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах. *ДАН*, т.378, № 4, с.535-537, 2001.
- Моисеев Б.М.** Природные радиационные процессы в минералах. М., Недра, 174 с., 1985.
- Обуэн Ж.** Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). М., Мир, 302 с., 1967.
- Раков Л.Т.** Поведение парамагнитных дефектов при термическом отжиге кварца. *Кристаллография*, т.34, № 1, с.260-262, 1989.
- Рентгенография основных типов породообразующих минералов. Л., Недра, 255 с., 1983.
- Смольская А.И., Морозов Ю.А., Шолпо В.Н.** Метаморфическая зональность Печенгской структуры как результат взаимодействия тектонического, геодинамического и флюидного факторов. Флюидные потоки в земной коре и мантии. *Матер. Всероссийского симпозиума, 26-28 февраля 2002 года, Москва*. М., изд. ИЭМ РАН, с.71-76, 2002.