

бо для получения мелких блоков и производства мелкогабаритных штучных изделий, либо при наличии уникального камня, конечная цена которого сможет оправдать их разработку.

Таким образом, при использовании такой классификации, каждому типу месторождения будет соответствовать и своя система отработки месторождения, что уже на стадии изучения месторождения может дать необходимую характеристику по его дальнейшему использованию. Необходимо адаптировать методическую базу для геологического изучения месторождений блочного камня, не только с позиций современных требований промышленности, но и мирового рынка.

### Литература

1. Классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Москва, (утверждена Постановлением Совета Министров СССР от 30.11.81, № 1128).
2. Инструкция по применению Классификации запасов к месторождениям строительного и облицовочного камня. М., 1984, 36 стр. (ГКЗ при Совете Министров СССР).
3. Положение о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям (твердые полезные ископаемые). М., 1998, 26 стр. (ВИЭМС). (Утверждено распоряжением МПР РФ от 03.02.1998, № 16-р).
4. Классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М., 1997, 16 с. (ГКЗ МПР РФ) (Утверждена приказом Министра природных ресурсов РФ 07.04.1997 № 40).
5. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (строительного и облицовочного камня). М., 2007. (Приложение 37 к распоряжению МПР России от 05.06.2007 № 37-р).
6. Типы месторождений блочного камня по характеру трещиноватости. *Шеков В.А., Иванов А.А.* // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 232-237: ил.8. Библиогр.

## Петрология и минерогения позднеархейских синтетектонических метасоматитов в Северо-Карельской шовной зоне

Юркова Р.М., Воронин Б.И.

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, e-mail: bivrmrzb@mtu-net.ru

Синтетектонические метасоматиты, сформированы в позднем архее в Кукасозерском сегменте Северо-Карельской шовной зоны. Северо-Карельская шовная зона представляет пограничную структуру между Беломорским и Карельскими микроконтинентами (рис. 1).

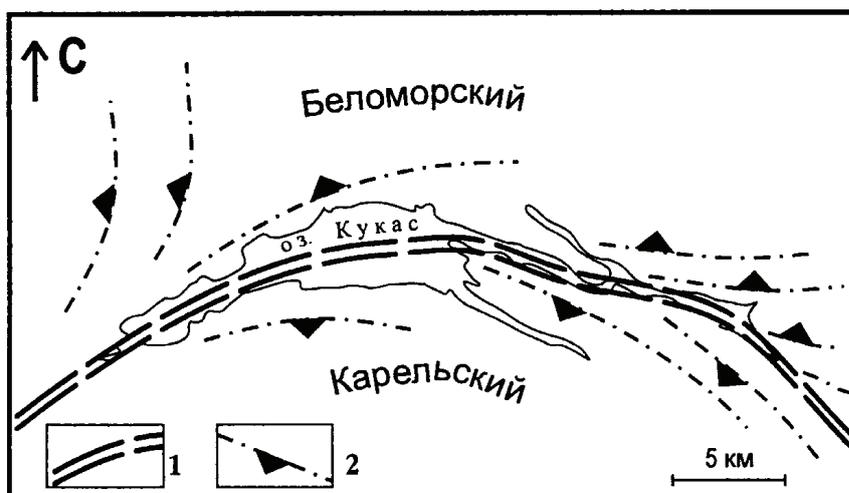


Рис. 1. Конвергентная складчатая структура Кукасозерского сегмента Северо-Карельского пояса (стадия  $Ds^2$ ) [1]. 1 - коллизийная сutura; 2 - оси складок, бергштрихами показано падение осевых поверхностей.

МИНЕРАГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

Таблица 1. Последовательность и условия формирования синтетектонических метасоматитов.

| Стадии                        | Условия   | Ассоциации минералов  | T град                | P кбар |
|-------------------------------|---|---|-----------------------|--------|
| Деформационная                | Сдвигово-надвиговые деформации на регрессивном этапе развития эндогенной системы в разломной межблоковой (шовной) зоне. Дискретная локализация тектонитов, Поступление глубинных флюидов.   | Роговая обманка, гранаты, дистен, мусковит, ильменит                  | 550-610               | ≥8     |
| Динамотермальная флюидная     | Дегазация в виде мантийных струй. Восстановительные флюиды. Интенсивный высокоглинозёмистый метасоматоз   | Гранаты, ставролит, дистен, биотит, мусковит, хлорит турмалин, графит | от 600-650 до 650-700 | 4-6    |
| Динамотермальная регрессивная | Активная роль пластических деформаций при падении температуры метасоматических процессов  | Мусковит, хлорит, кварц, клиноцоизит                                  | 500                   | <5     |
| Фильтрационная                | Движение кремнистых флюидов в деформационно-проницаемых зонах вмещающих пород. Частичное или полное метасоматическое замещение исходных пород новообразованными ассоциациями минералов. Метасоматические слои и жилы слюдистых кварцитов. | Кварц, мусковит, халькопирит  | 200-350               | 2-4    |

Метасоматиты залегают в зоне долго живущего глубинного разлома в крутозалегающих (70 -75°) моноклинально сжатых слоях с продольными и диагональными сдвигово-надвиговыми разрывами. Метасоматиты локально приурочены к апикальным частям малых (4 м. в поперечнике) складок запрокинутых к северу и северо-востоку. Комплекс синтетектонических высокоглинозёмистых метасоматитов сформирован за счёт полосчатых кристаллосланцев, в свою очередь образованных по пакетам параллельных даек островодужного типа, если судить по палимсетовым структурам. Палимсетовыми структурами зафиксированы зоны закалки и разноразмерные центральные части извилистых и дугообразных полудаек. В преддуговых бассейнах вероятно сформировались флишоидные комплексы, которые в ходе метаморфических изменений амфиболитовой фации сохранили ритмичное строение, характерное для турбидитов. Эти комплексы с севера - северо-востока примыкают к одинаково метаморфизованным плагиогнейсам. Их положение в какой-то мере может маркировать пограничную область островная дуга-желоб [6]. Изучение показало, что метасоматиты полистадийно формировались в зоне разноглубинных сдвигово-надвиговых деформаций на регрессивном этапе развития эндогенной системы, возможно в субдукционной зоне при интенсивной фильтрации глубинных восстановительных флюидов предположительно в позднееребольский этап тектогенеза. Взрывоподобный выброс глубинных флюидов декомпрессионной природы в присдвиговых зонах растяжения прогнозирует Е.Н.Терехов [4]. В условиях амфиболитовой фации динамотермального метаморфизма (T=550-610°C, P=5-8 кбар) формировались высокоглинозёмистые стресс минералы: дистен, ставролит, гранаты, мусковит политипа 2M<sub>1</sub>. Гранаты представлены алмандином с переменным содержанием пироповой молекулы, от 16,5 до 42,3% в прямой зависимости от степени метасоматических преобразований. Характерен также высокоалюминиевый (алюминий больше 2,5 ф.е.) хлорит. Плагиоклазы представлены андезином (33-36An%). Привнос алюминия мог осуществляться только восстановительными флюидами. Струйное движение флюидов с инертным алюминием, а также с Mg, Fe, Si зафиксировано в текстурных особенностях крупно-гигантокристаллических гранатовых метасоматитов. Активная фильтрация флюидов способствовала интенсификации тектонических движений, в том числе шарьяжеобразованию без изменения напряженного состояния пород, без повышения давления (табл. 1). За счёт флюидного давления оправдано образование запрещённого в условиях амфиболитовой фации высокоалюминиевого хлорита. Специфический состав в синтетектонических метасоматитах имеют роговые обманки. Они отличаются высоким содержанием ионов Al, скоординированных преимущественно в октаэдрических позициях ленточной структуры амфиболов. Это позволяет с использованием барометра

Б.Лица говорить о повышенных давлениях в условиях нижней ступени амфиболитовой фации [5]. Результаты исследований свидетельствуют, что метасоматические преобразования исходных пород связаны с локальным флюидно-термальным воздействием на эти породы (при участии восстановительных флюидов) в связи со сдвигово-надвиговыми деформациями, проявленными в зоне глубинного разлома, возможно маркирующего зону субдукции. В этом случае за современный аналог таких процессов можно принять динамотремальный метаморфизм высоких давлений и биметасоматоз в предостроводужной зоне примитивной Марианской островной дуги, связанные с подъёмом мантийного серпентинитового диапира (рис. 2). Взрывоподобный выброс восстановительных флюидов при подъёме хрупко-пластического глубинного диапира прогнозирует Е.Н.Терехов [4]. В режиме быстрого высокотемпературного сгорания восстановительных газов, что характерно для архейской истории Земли, формировались дисперсные частицы графита, присутствующие в синтетектонических метасоматитах. Тепло и часть флюидов вероятно были продуцированы магмой предостроводужных толеитов, о чем свидетельствует привнос Mg в синтетектонические метасоматиты. В пограничной гранулит-гнейсовой области формировались анортозит-габброноритовые комплексы, становление которых связано с процессами надвига в зоне разлома, разделяющего крупные блоки позднеархейской коры с различной историей развития [2, 3].

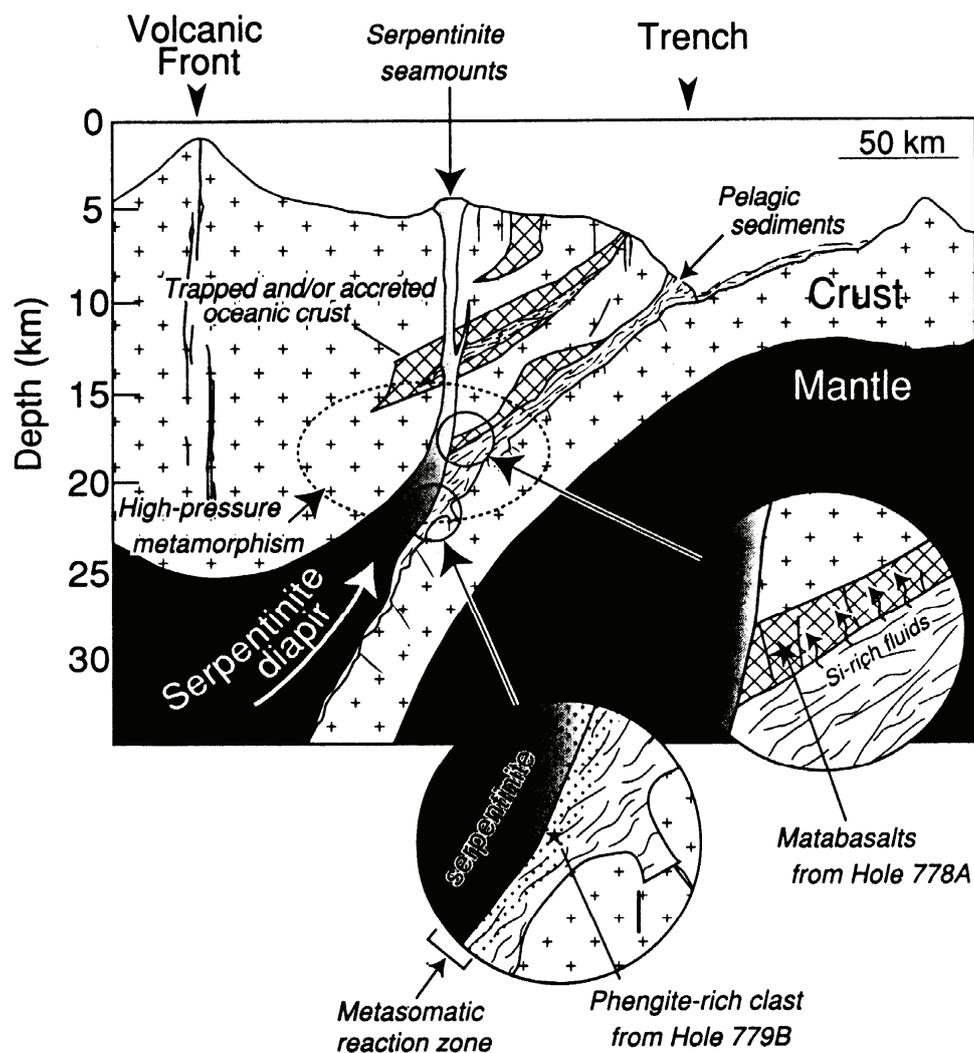


Рис.2. Схематический профиль, показывающий строение системы Марианская дуга-желоб (Maekawa H. et. al., 2001).

МИНЕРАГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

**Таблица 2.** Содержание окислов (%мас.) и ионов ильменита [3(O)] и магнетита [4(O)] по данным электронно-зондового микроанализа

| Компоненты                     | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8       |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 0.13  | 0.00  | 0.02  | 0.24  | 0.03  | 0.11  | 0.09  | не опр. |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.14  | 0.00  | 0.04  | 0.13  | 0.09  | 0.08  | 0.07  | не опр. |
| TiO <sub>2</sub>               | 51.16 | 51.03 | 0.05  | 52.34 | 53.30 | 53.02 | 50.72 | 54.02   |
| FeO                            | 44.03 | 44.05 | 92.89 | 45.05 | 44.50 | 44.88 | 44.80 | 43.95   |
| MnO                            | 3.44  | 0.00  | 0.05  | 0.02  | 0.08  | 0.09  | 0.06  | 0.13    |
| MgO                            | 0.24  | 0.00  | 0.03  | 0.73  | 0.04  | 0.06  | 0.05  | 2.42    |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.17  | 0.00  | 0.08  | 0.03  | 0.03  | 0.02  | 0.02  | 0.20    |
| Сумма                          | 99.31 | 95.08 | 93.16 | 98.53 | 98.07 | 98.26 | 95.81 | 100.72  |
| Ti                             | 1.00  | 1.01  | 0.00  | 1.00  | 1.02  | 1.02  | 1.01  | 1.00    |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0.90  | 0.97  | 0.98  | 0.95  | 0.95  | 0.96  | 0.98  | 0.90    |
| Fe <sup>3+</sup>               | нет   | нет   | 1.95  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00    |
| Mn                             | 0.07  | 0.00  | 0.01  | 0.03  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00    |
| Mg                             | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.09    |
| Cr                             | 0.01  | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00    |
| Сумма                          | 1.98  | 1.98  | 2.95  | 1.98  | 1.97  | 1.98  | 1.99  | 1.99    |

*Примечание.* Минералы: 1-2 и 4-8 – ильмениты, 3 – магнетит. Породы: 1 – плагиогнейсы, 2, 4-8 – синтектонические метасоматиты, 3 – трондъемиты. Суммарное железо представлено в форме FeO. Разделение на Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup> исходя из теоретического состава.

**Таблица 3.** Содержание элементов (%мас.), атомные (2 S) и мольные пропорции в сульфиде синтектонического метасоматита по данным электронно-зондового микроанализа

| Компоненты | Fe    | Cu    | S     | Сумма | Fe <sup>2+</sup> | Cu   | S    | Сумма | CuFeS <sub>2</sub> |
|------------|-------|-------|-------|-------|------------------|------|------|-------|--------------------|
| Содержание | 32.70 | 29.61 | 31.92 | 92.04 | 0.58             | 0.46 | 1.00 | 2.04  | 100                |

Черные рудные компоненты в синтектонических метасоматитах представлены ильменитами, которые наследуют, в основном, состав ильменитов исходных пород, в частности плагиогнейсов (табл. 2). Отличие составов рудных компонентов состоит в том, что ильмениты синтектонических метасоматитов в ряде случаев имеют более высокое содержание TiO<sub>2</sub> и низкое MnO (см. табл. 2). Образование Fe-Cu сульфидов в синтектонических метасоматитах связано с заключительной стадией флюидодвижения в шовной зоне. Плотные преимущественно кремнезёмистые флюидные потоки способствовали гидротермально-метасоматическому преобразованию синтектонических метасоматитов (см. табл. 1). Сульфиды представлены халькопиритом (табл. 3). Халькопирит развивается по крупным зёрнам и порфиробластам (до 5 – 8 см) альмандина и образует гнездовидные и прожилковые скопления в основной массе породы. Вкрапленное гнездовидно-прожилковое оруденение и рассеянные зёрна халькопирита характерны также для новообразованных мусковит-кварцевых слоёв и жил (см. табл. 1). Образование этих слоёв и жил связано с внедрением субвулканических тел риолит-дацитов в заключительный этап магматизма в шовной зоне.

*Литература*

1. *Бабарина И.И.* Стадии формирования Кукасозёрского сегмента Северо-Карельского пояса Бальтийского щита //Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.:ГЕОС, 1999. С. 54-58.
2. *Богатиков О.А., Шарков Е.В., Суханов М.К.* Анортозиты докембрия//Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука, 1985. С. 240-277.
3. *Богданова С.В., Лобач-Жученко С.Б., Марков М.С., Симон А.К., Богатиков О.А.* Магматизм и геодинамика древних структур Земли//Магматические горные породы, Эволюция в истории Земли. М.:Наука, 1987. С. 146-172.
4. *Терехов Е.Н.* Структурные закономерности размещения и геохимические особенности метасоматитов эпохи эксгумации беломорского комплекса//Беломорский подвижный пояс и его аналоги. Матер, научн. конф. Петрозаводск.: ин-т КарНЦ РАН, 2005. С. 300-302.
5. *Leake B.E.* The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles //Amer. Miner. 1965 b. Vol. 50, № 7/8. 2. P. 843-851.
6. *Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki J., Ueno T., Osada Y.* Serpentine seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions//Bull./Eanhq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P. 355-366.