

# 黒雲母および燐灰石の塩素濃度から制約する地殻内部流体活動 – 東南極セールロンダーネ山地バルヒエン山の例

東野文子<sup>1</sup>、河上哲生<sup>1</sup>、サティシュ・クマール<sup>2</sup>、土屋範芳<sup>3</sup>、石川正弘<sup>4</sup>、牧賢志<sup>1</sup>、ジェフ・グランサム<sup>5</sup>、  
平田岳史<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 京都大学、<sup>2</sup> 静岡大学、<sup>3</sup> 東北大学、<sup>4</sup> 横浜国立大学、<sup>5</sup> 南アフリカ地質調査所

## Constraining the fluid activity in the crust by chlorine concentration of biotite and apatite – An example from Balchenfjella, Sør Rondane Mountains, East Antarctica

Fumiko Higashino<sup>1</sup>, Tetsuo Kawakami<sup>1</sup>, M. Satish-Kumar<sup>2</sup>, Noriyoshi Tsuchiya<sup>3</sup>, Masahiro Ishikawa<sup>4</sup>, Kenshi Maki<sup>1</sup>,  
Geoff Grantham<sup>5</sup> and Takafumi Hirata<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Kyoto University, <sup>2</sup> Shizuoka University, <sup>3</sup> Tohoku University, <sup>4</sup> Yokohama National University,

<sup>5</sup> Council for Geoscience, South Africa

This study reports the P-T condition and timing of chlorine-rich fluid activity in the continental collision zone constrained from the chlorine concentration of biotite and apatite and the LA-ICPMS U-Pb dating of zircon in the biotite-garnet-sillimanite gneiss from Balchenfjella, Sør Rondane Mountains, East Antarctica.

The biotite-garnet-sillimanite gneiss contains garnet porphyroblasts (5-10 mm in diameter) and fine-grained garnets (100-200  $\mu\text{m}$  in diameter). The garnet porphyroblasts have phosphorus-rich core with oscillatory zoning in phosphorus. The core with oscillatory zoning is discontinuously overgrown by the phosphorus-poor rim. The discontinuous zoning in phosphorus suggests that garnet porphyroblasts have experienced resorption and overgrowth. The garnet core includes chlorine-poor biotite and apatite, and those included at the rim are chlorine-rich. Rounded, coarse-grained zircon grains (around 100  $\mu\text{m}$  in diameter) are exclusively included in the rim of the garnet porphyroblasts. Chlorine-rich biotite and apatite are included in the inner side of the garnet porphyroblasts than the coarse-grained zircons. Therefore, chlorine-rich biotite and apatite were formed prior to the coarse-grained zircons.

Using the garnet-biotite geothermometer and the GASP geobarometer (Hodges & Spear, 1982), the P-T conditions of the chlorine-rich biotite entrapment in the garnet rim were estimated to be ca. 800°C and 9 kbar (Higashino et al., 2011). On the other hand, ca. 500°C and 3 kbar obtained from the compositions of the garnet-rim and the biotite in contact with garnet rim may represent the retrograde re-equilibrium P-T conditions.

Fugacity ratio of the fluid ( $f_{\text{HCl}} / f_{\text{H}_2\text{O}}$ ) which was in equilibrium with biotite and apatite was calculated for these temperature conditions using chlorine content of these minerals (Selby & Nesbitt, 2000; Piccoli & Candela, 1994). As a result, the  $f_{\text{HCl}} / f_{\text{H}_2\text{O}}$  ratio of the fluid coexisted with biotite and apatite in the garnet rim is estimated to be ten times larger than that estimated for the biotite and apatite included in the garnet core and those present in the matrix. This difference implies that the chlorine-rich fluid infiltrated into the studied sample between garnet core formation and rim formation stages (e.g., Sisson, 1987). That is chlorine-rich biotite and apatite were formed through chlorine-rich fluid infiltration. Decrease of the  $f_{\text{HCl}} / f_{\text{H}_2\text{O}}$  from the garnet rim formation stage to the matrix stage suggests that the later chlorine-poor fluid activity modified the matrix mineral compositions to chlorine-poor ones. LA-ICPMS zircon U-Pb dating of the coarse-grained zircon included in the garnet rim and that present in the matrix both gave  $604 \pm 15$  Ma ( $2\sigma$ ), regardless of different mode of occurrence. This suggests that timing of the chlorine-rich fluid infiltration under ca. 800°C and 9 kbar was  $604 \pm 15$  Ma. Further research on the areal distribution of this kind of fluid activity in Sør Rondane Mountains may help understand the fluid activity during the continental collision event.

東南極セールロンダーネ山地バルヒエン山に産する黒雲母-ザクロ石-珪線石片麻岩中の黒雲母と燐灰石の塩素濃度およびジルコンの産状に注目することで、大陸衝突帯内部における塩素に富む流体の活動を読み取ることができたので報告する。

本研究に用いた試料 (TK2010011501A) には、ザクロ石斑状変晶 (粒径 5-10 mm) と、細粒ザクロ石 (粒径 100-200  $\mu\text{m}$ ) が含まれる。ザクロ石斑状変晶は、リンによる組成累帯構造を持ち、振動累帯構造を持つリンに富むコアと、コアの振動累帯構造を不連続に切るリンに乏しいリムを有する。すなわち、ザクロ石斑状変晶のコア・リムの境界は、ザクロ石の融食再成長の境界を表す。ザクロ石斑状変晶のコアに包有される黒雲母と燐灰石は塩素に乏しく、リムに包有される黒雲母と燐灰石は塩素に富む。リムには特徴的な丸い粗粒ジルコン (粒径約 100  $\mu\text{m}$ ) も包有される。塩素に富む黒雲母と塩素に富む燐灰石は、丸い粗粒ジルコンよりもザクロ石斑状変晶の内側に包有されるから、塩素に富む黒雲母と燐灰石は、丸い粗粒ジルコンよりも先に形成されたと考えられる。細粒ザク

口石は、ザク口石斑状変晶のリムと類似した化学組成を持ち、コアに丸い粗粒ジルコンを包有する。マトリクスには、塩素に乏しい黒雲母と燐灰石、丸い粗粒ジルコンが分布する。

ザク口石斑状変晶のリムに包有される塩素に富む黒雲母のうち、包有後ザク口石と再平衡した程度が最も低い黒雲母を用いて地質温度圧力計 (Hodges & Spear, 1982) を適用したところ、約 800°C、9 kbar を得た (Higashino et al., 2011)。また、ザク口石斑状変晶とマトリクスの黒雲母が接する境界付近のリム同士の組成からは、約 500°C、3 kbar を得た。前者は、塩素に富む黒雲母がザク口石に包有された温度圧力条件を、後者は、後退変成期におけるザク口石-黒雲母間の再平衡条件を、それぞれ表していると考えられる。

上記の温度圧力条件を用い、ザク口石斑状変晶のコアとリムに包有される黒雲母と燐灰石、およびマトリクスに存在する黒雲母と燐灰石、それぞれと平衡共存しうる流体の  $f_{\text{HCl}} / f_{\text{H}_2\text{O}}$  を Selby & Nesbitt (2000) と Piccoli & Candela (1994) によって求めた。その結果ザク口石斑状変晶のリムと平衡共存しうる流体の  $f_{\text{HCl}} / f_{\text{H}_2\text{O}}$  は、コアやマトリクスのそれより一桁以上大きかったことが分かった。ザク口石斑状変晶のリムにおいて  $f_{\text{HCl}} / f_{\text{H}_2\text{O}}$  が著しく増加することは、ザク口石のコアが融食を受けた後、リムが形成される過程で塩素に富む流体が流入したことを示す。つまり、ザク口石斑状変晶のリムに包有される塩素に富む黒雲母と燐灰石は、塩素に富む流体の流入時に形成されたと考えられる (例えば Sisson, 1987)。

ザク口石斑状変晶のリムおよび細粒ザク口石に包有される粗粒ジルコンと、マトリクスに分布する粗粒ジルコンの U-Pb 年代は、産状の違いによらずいずれも  $604 \pm 15$  Ma ( $2\sigma$ ) を示す。従って、塩素に富む黒雲母と燐灰石の形成後、ザク口石斑状変晶のリムと細粒ザク口石は、 $604 \pm 15$  Ma に形成されたと考えられる。

以上のことから、本研究資料には、 $604 \pm 15$  Ma に約 800°C、9 kbar の条件下で塩素に富む流体が流入し、塩素に富む黒雲母と燐灰石を形成したということが分かった。このような塩素に富む流体の流入が、大陸衝突帯深部における流体活動として一般的な活動であるか否かを評価するため、セールロンダーネ山地における同様の流体活動の空間的広がりを調べるのが今後の課題である。

## References

- Sisson, V.B., Halogen chemistry as an indicator of metamorphic fluid interaction with the Ponder pluton, Coast Plutonic Complex, British Columbia, Canada, Contributions to Mineralogy and petrology, 95, 123-131, 1987.
- Hodges, K. V. and Spear, F. S., Geothermometry geobarometry and the  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire, American Mineralogist, 67, 1118-1134, 1982.
- Higashino, F., Kawakami, T., Satish-Kumar, M., Tsuchiya, N., Ishikawa, M. And Grantham, G., Evidence of fluid activity in high-grade metamorphic rocks – constraints from chlorine concentration of biotite and mode of occurrence of zircon, The abstracts with program 2011 Joint annual meeting of Japan Association of Mineralogical Sciences and The Geological Society of Japan (Section C), 14, 2011.
- Selby, D. and Nesbitt, B. E., Chemical composition of biotite from the Casino porphyry Cu-Au-Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry, Chemical Geology, 171, 77-93, 2000.
- Piccoli, P.M. and Candela, P.A., Apatite in felsic rocks, a model for the estimation of initial halogen concentrations in the Bishop Tuff (Long Valley) and Tuolumne Intrusive Suite (Sierra Nevada Batholith) magmas, American Journal of Science, 294, 92-135, 1994.