

УДК 552.08:553.43

**ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД
МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛМЫЖ,
ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ**

Буханова Д.С.^{1,2}

¹*Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга*

²*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

Научный руководитель к.г.-м.н. В.М. Округин

В работе представлены данные о минералогии, петрографии и петрохимии метасоматитов Центрального участка медно-порфирового месторождения Малмыж, которое расположено в северо-восточной части Средне-Амурской депрессии в 80 км от г. Комсомольск на Амуре. Изучен минеральный и химический составы образцов пород, представляющих наиболее типичные разности метасоматитов на данной площади. Образцы отобраны во время полевых работ 2011-2012 гг. из керн-скважин на горизонтах от 200 до 650 м. На основании петрохимических данных исследованы и сопоставлены вторичные изменения вмещающих пород в зонах различных типов метасоматитов образованных в процессе формирования месторождения.

Ключевые слова: геохимия, медно-порфировые месторождения, метасоматиты.

Порфировые месторождения относятся к числу главных источников Cu, Mo, а также Ag, Sn при сопутствующих Re, W, In, Pt, Pd, и Se. На их долю приходится от 50 до 60% мирового производства меди и более 95% мирового производства Mo. Встречаются порфировые месторождения различных масштабов и обычно содержат сотни млн. т. руды (от первых десятков миллионов до миллиарда и более). Пространственно и генетически они связаны с кислыми или средними интрузиями порфиров [1].

Не все медно-порфировые месторождения похожи друг на друга и нет единой модели для всех месторождений. Порфировые месторождения юго-запада США, Канады, Южной Америки, юго-западной окраины Тихоокеанского кольца, восточной Европы и центральной Азии свидетельствуют о разнообразии тектонических и структурных позиций, химизме первичных магм, глубине становления рудоносных интрузивов, соотношения насыщения водой и т.д. Однако влияние большинства этих переменных на природу образующихся порфировых месторождений изучено недостаточно. Таким образом, очевидно, что есть необходимость продолжать исследования в пределах этого спектра месторождений [4].

Порфиновые месторождения образуются в вулканических дугах, связанных с субдукцией. В пределах поясов складчатости месторождения тяготеют к зонам проявления магматизма (вулканоплутоническим поясам). Зачастую эти зоны выделены в качестве самостоятельных провинций. Многие петрологические исследования показывают сложный круговорот вещества, включая флюид и металлы из субдуцируемой океанической коры к земной поверхности в ассоциации с островодужными магмами [7, 10, 11, 19].

Существует широкое многообразие медно-порфиновых месторождений и, таким образом, каждое месторождение необходимо рассматривать как конкретный, частный случай [6]. В то же время имеется много характеристик, которые являются типичными для медно-порфиновых систем, что привело к множеству обобщений и построению эмпирических моделей [14].

Неотъемлемой и одной из самых важных характеристик для построения моделей медно-порфиновых месторождений является типичный набор зональных метасоматических изменений имеющих непосредственную корреляцию с участками богатыми рудой. Наиболее яркие примеры: калиевые, кварц-серицитовые вторичные изменения, расширенная аргиллизация и пропилизация [8, 9]. Обычно гипогенные расширенные аргиллитовые изменения образуются относительно поздно в процессе образования порфировой системы, но могут начинаться и довольно рано [17]. Некоторые исследователи доказывают, что разница между набором метасоматитов не связана с отличиями в самих порфиновых системах [20]. Вероятно, это встречается просто потому, что некоторые зоны вторичных изменений, образованные на малых глубинах, во многих случаях были эродированы. В результате, расширенные аргиллитовые изменения зачастую не включают в классические модели зональности метасоматических изменений [14]. Детальными исследованиями порфиновых месторождений было установлено, что ранние калиево-силикатные вторичные изменения (КПШ ± биотит ± магнетит с кварцевыми жилами) порфиновых систем образованы в условиях высоких температур (400-600°C), при участии сильно минерализованных флюидов магматического происхождения. А уже представляющие следующий этап, более поздние серицитовые жилы ассоциируют с более холодными и менее минерализованными водами [5, 12, 13, 15, 16]. Схема R.H. Sillitoe, представленная на рис.1, демонстрирует идеализированное расположение вторичных изменений в рамках типичной медно-порфировой системы [18].

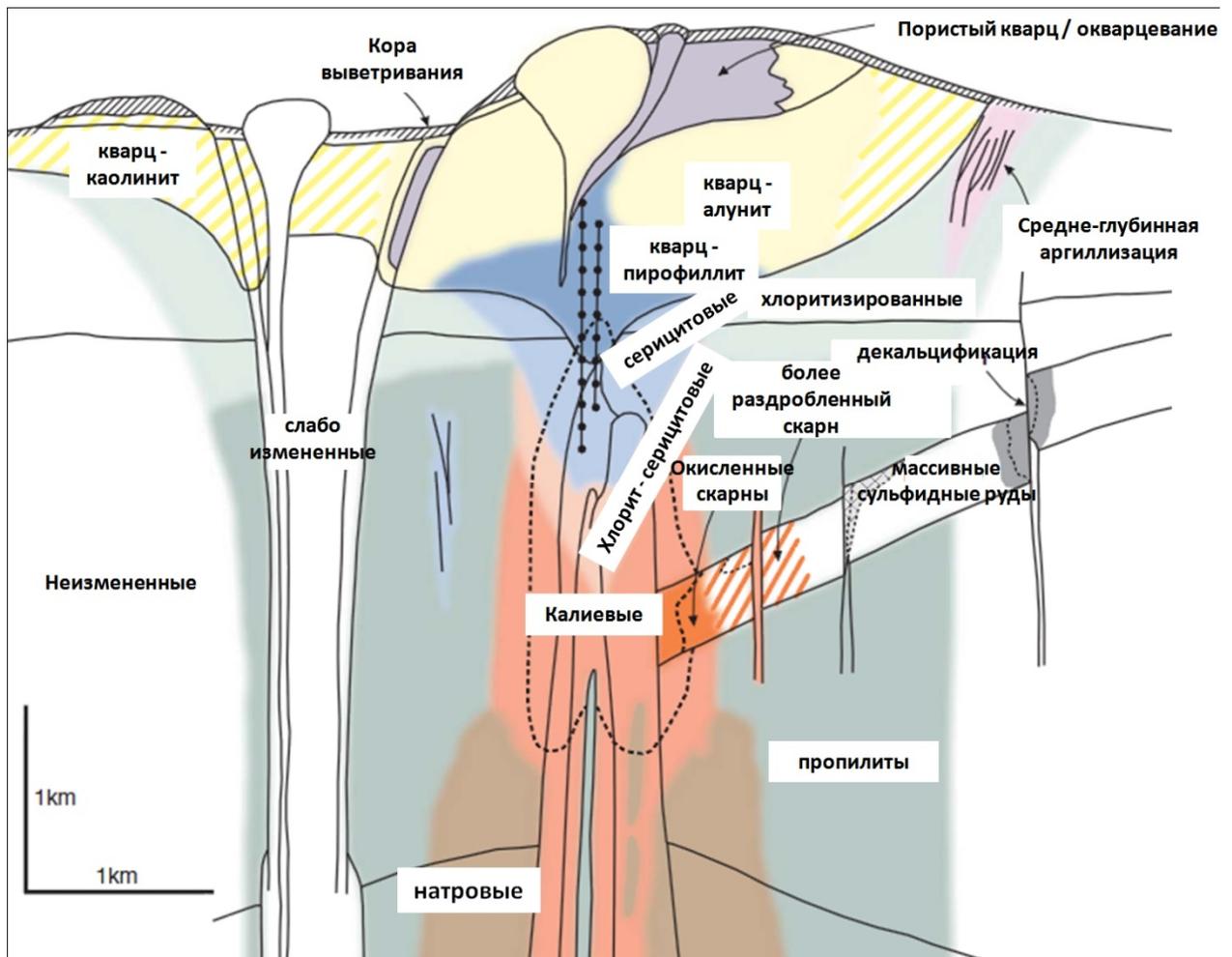


Рис. 1. Модель вторичных метасоматических изменений на разрезе идеализированной медно-порфировой системы, по R.H. Sillitoe, 2010 [18].

В данном сообщении приведены результаты изучения вторичных изменений вмещающих пород медно-порфирового месторождения Малмыж. Этот объект расположен в северо-восточной части Средне-Амурской депрессии на останцовых горных грядах, носящих название Малмыжских высот. Они протягиваются на 25 км в северо-восточном направлении вдоль правого берега р. Амур. Месторождение находится в экономически благоприятных условиях а именно – близостью к транспортным коммуникациям таким как водная артерия река Амур и железнодорожная линия Хабаровск - Комсомольск (рис. 2).

В геологическом строении территории месторождения принимают участие осадочные терригенные отложения верхнемелового возраста, прорванные верхнемеловыми интрузиями и дайками диорит-гранодиоритового состава и перекрытые четвертичными рыхлыми образованиями преимущественно аллювиального, озерно-аллювиального и пролювиального генезиса. Широким распространением пользуются разрыв-

ные структуры северо-восточной, северо-западной и субмеридиональной ориентировки [2].

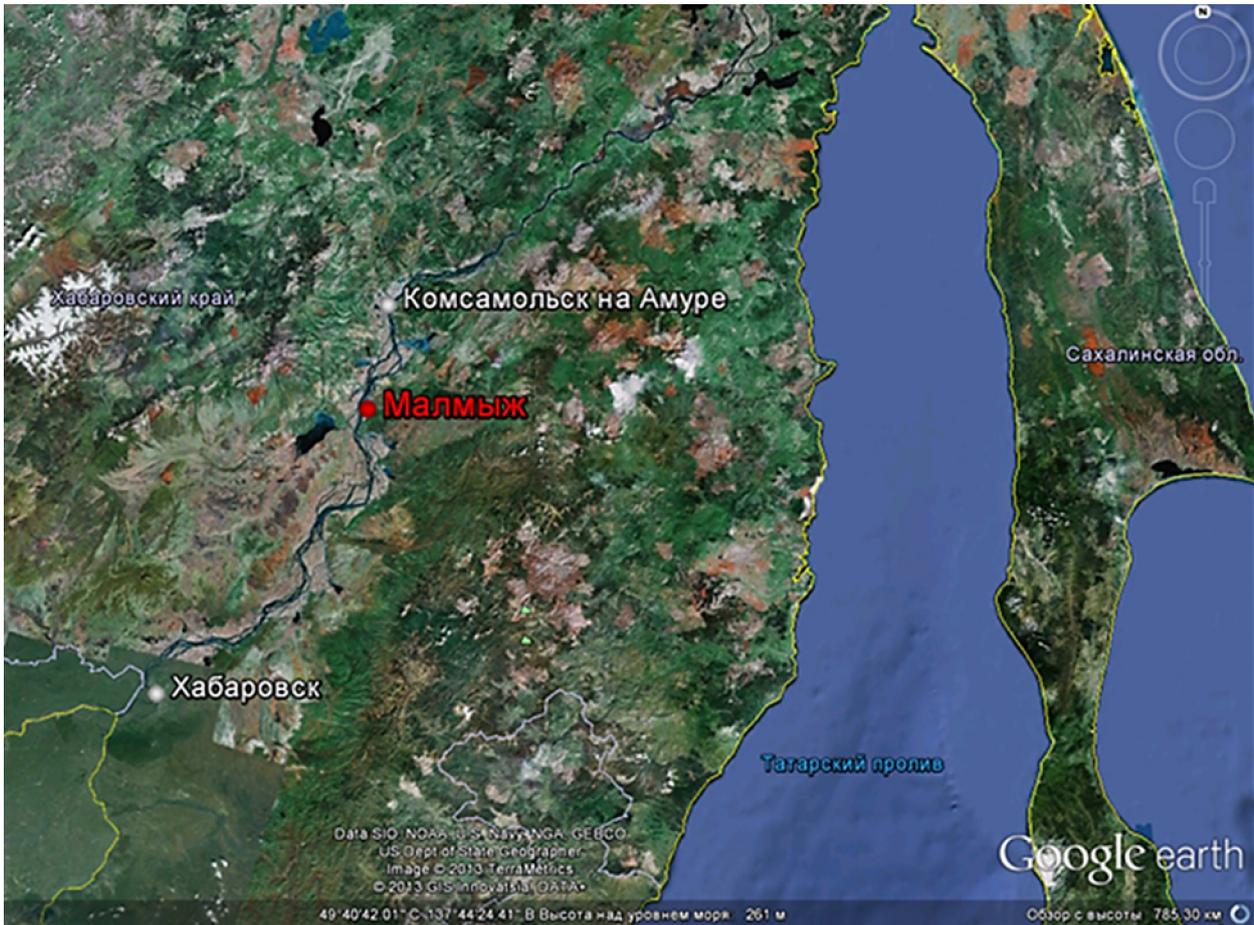


Рис. 2. Схема расположения месторождения Малмыж.

Верхнемеловые терригенные отложения делятся на 3 пачки. В строении нижней преобладают песчаники среднезернистые полимиктовые, реже их туфогенные разности. Редко встречаются прослой алевролитов и мелкозернистых песчаников. Отложения средней пачки представлены флишоидным (до грубо флишоидного) переслаиванием алевролитов и песчаников. Также отмечаются прослой ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, глинистых и алеврито-глинистых сланцев. В составе верхней пачки (K_2lg_3) преобладают среднезернистые полимиктовые песчаники, реже кварц-полевошпатовые, мелкозернистые плохо отсортированные. Возраст свиты принимается на основании сопоставления с аналогичными отложениями за пределами месторождения, где они охарактеризованы фаунистически [2].

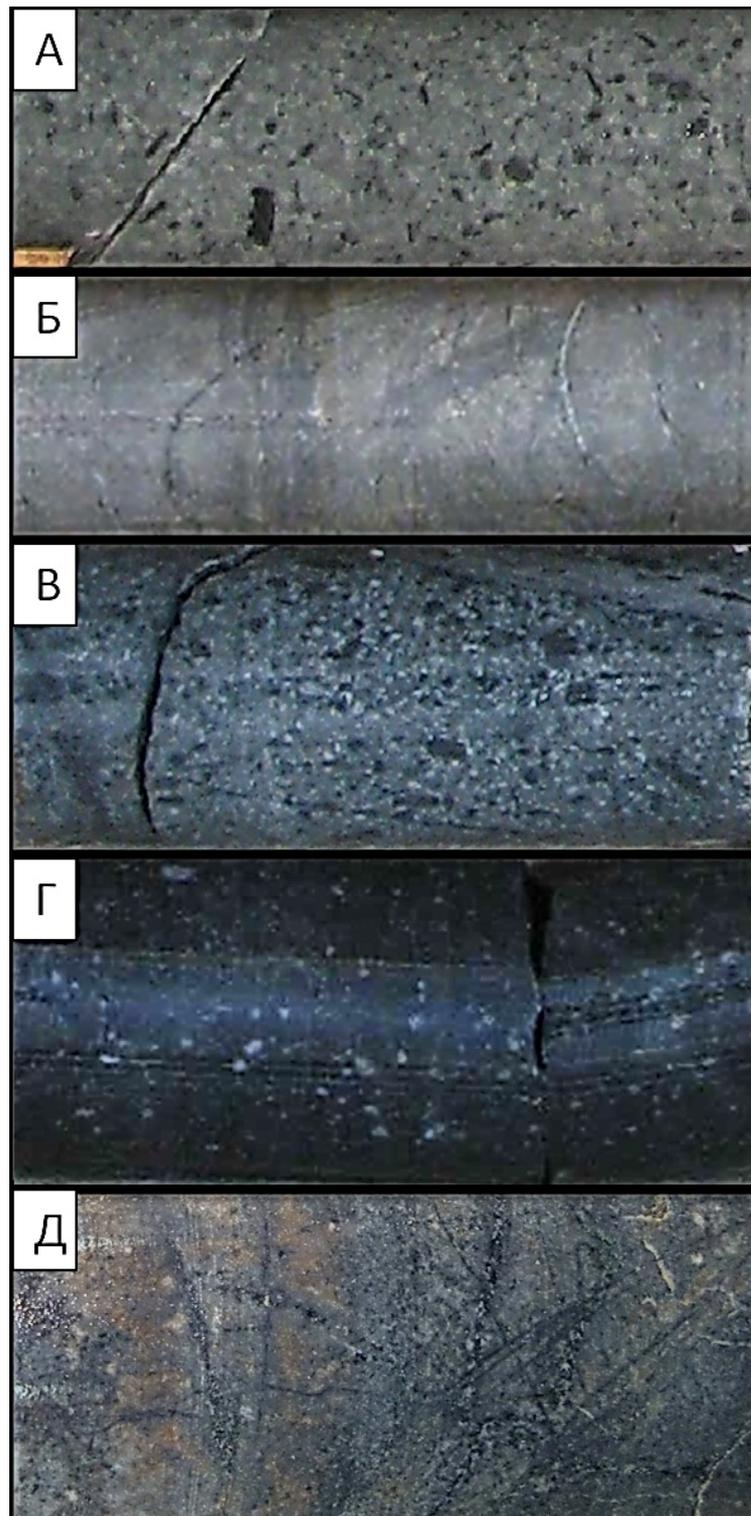


Рис. 3. Метасоматические разновидности пород Центрального участка: А. слабоизмененные диоритовые порфириты; Б. филлиты по диоритам и диоритовым порфиритам; В. окварцованные диоритовые порфириты; Г. диориты с хлорит-серицитовыми вторичными изменениями; Д. калиевые метасоматиты по диоритовым порфиритам и диоритам (калиево-полевошпатовые и биотит-магнетитовые).

Интрузивные образования имеют ограниченное распространение, слагая 15-20% территории Малмыжских высот. На площади месторожде-

ния развиты верхнемеловые магматические породы, относимые к нижнеамурской интрузивной серии. Намечаются три основные фазы верхнемеловой интрузивной деятельности: 1. диориты, кварцевые диориты, кварцевые диоритовые порфириды; 2. гранодиориты, гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры; 3. дайки диоритовых и кварцсодержащих диоритовых порфиритов (жильная серия среднего состава) [2].

На месторождении наблюдается характерное для всех меднопорфировых систем многофазное внедрение интрузивных пород, взаимоотношение и возраст которых определяется на основании следующих данных:

1. интрузивные породы прорывают и метаморфизуют образования ларгасинской свиты (альб-сеноманский возраст), охарактеризованной на сопредельной площади фауной;

2. интрузивные породы второго этапа метаморфизуют кварцевые диориты и диориты первой фазы. Явление гибридизма в них не наблюдается;

3. интрузивные породы прорываются дайками диоритовых порфиритов, имеющих «свежий» облик;

4. дайки третьей фазы магматизма прорывают вторичные кварциты, что может указывать на формирование их в пострудный этап.

Исследуемые метасоматиты образованы по породам, которые можно отнести к первой и третьей фазам внедрения, наиболее распространенным на территории Центрального участка месторождения. Они представлены калиевыми (биотит-магнетитовые и содержащие вторичный калиевый полевой шпат), хлорит-серицитовыми, кварцевыми, кварц-серицитовыми (филлиты) разностями. Для сравнения используются слабоизмененные разности, отобранные из дайки диоритовых порфиритов примерно в 1 км от Центрального участка, а также жильный кварцевый материал с более глубоких горизонтов месторождения. Данное исследование осложняется из-за того, что идеальных систем, не существует и метасоматические изменения в процессе формирования месторождения неоднократно накладывались друг на друга (рис.3г). Для данной работы были выбраны образцы с преобладанием одного из типов вторичных изменений над остальными.

Основной целью для проведения петрографических исследований было доказать присутствие калиевых метасоматитов, диагностика которых минералогически зачастую осложняется крайне мелкими размерами вторичных минералов и их последующими замещениями. Такие метасоматиты представлены на рис. 4.



Рис. 4. Калиевые метасоматиты: 1. Диоритовый порфирит с сильными кварц - магнетит - биотитовыми \pm КПШ вторичными изменениями. Биотит, хлорит и магнетит замещают роговую обманку и мелкозернистую основную массу (глубина 235 м); 2. Калиевый метасоматит по мелкозернистым диоритам (глубина 343 м); 3. Кварц-сульфидный прожилок центрального типа секущий диориты с калиевыми вторичными изменениями, сменяющимися кварц-серицитовыми (глубина 329 м).

Кварц - магнетит - биотит - калиево-полевошпатовый метасоматит по мелкозернистым диоритам с более поздними хлоритовыми вторичными изменениями представлен на рис. 4.2. Фенокристаллы темноцветных минералов, таких как роговая обманка, полностью заместились биотитом, а по основной массе «клубящимися» пятнами развиваются калиевые (биотит + КПШ) \pm хлорит вторичные изменения (рис. 5.5, 6). Фенокристаллы кварца и полевого шпата еще сохранились, но основная масса породы замеще-

на биотитом ± магнетит, который впоследствии практически полностью заместился хлоритом (рис. 5.1, 2). Следует отметить, что К-содержащий минерал - биотит замещается на хлорит, при этом содержание калия в породе существенно снижается.

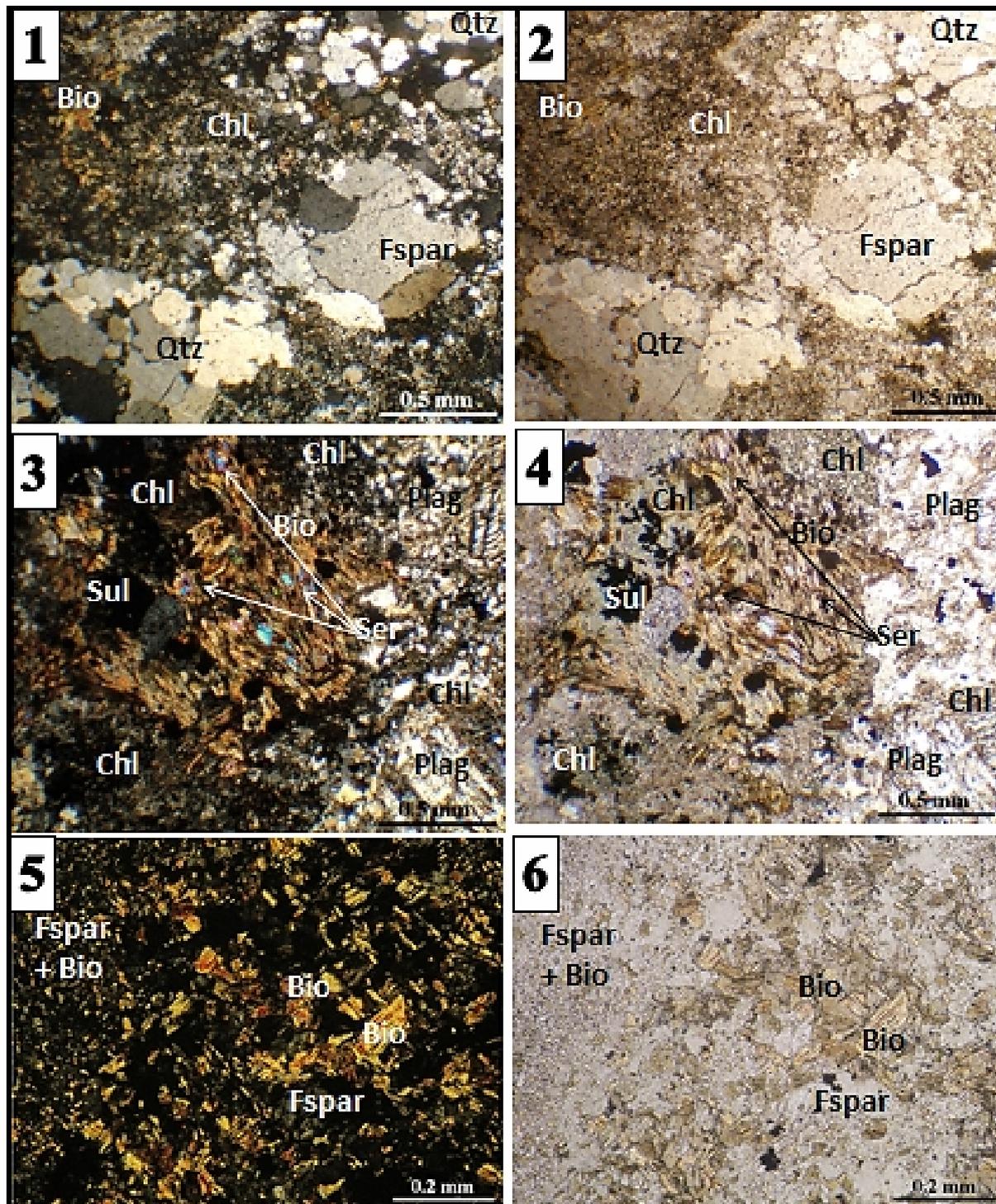


Рис. 5. Микрофотографии калиевых метасоматитов в поляризованном (слева: 1, 3, 5) и проходящем (справа: 2, 4, 6) свете. Условные обозначения: Qtz - кварц, Bio - биотит, Fspar - калиевые полевые шпаты, Plag - плагиоклаз, Ser - серицит, Chl - хлорит, Sul - сульфиды.

Диорит с калиевыми вторичными изменениями, сменяющимися кварц-серицитовыми, изображенный на рис. 4.3, – пример контакта зон вторичных изменений. На стороне менее подверженной кварц-серицитовым вторичным изменениям первичные темноцветные минералы, такие как роговая обманка замещены биотитом, сульфидами и магнетитом. В дальнейшем, это уже вторичные минералы. В зоне кварц-серицитовых изменений фенокристаллы плагиоклаза частично замещаются серицитом, а темноцветные минералы замещены кварцем и серицитом (рис. 6.3, 4). Контакт кварц-сульфидного прожилка с метасоматитом мощностью 0,5 мм заполнен серицитом и глинистыми минералами (иллит ± каолинит). Также серицит заполняет межзерновое пространство между кристаллами кварца в прожилке (рис. 5.1, 2).

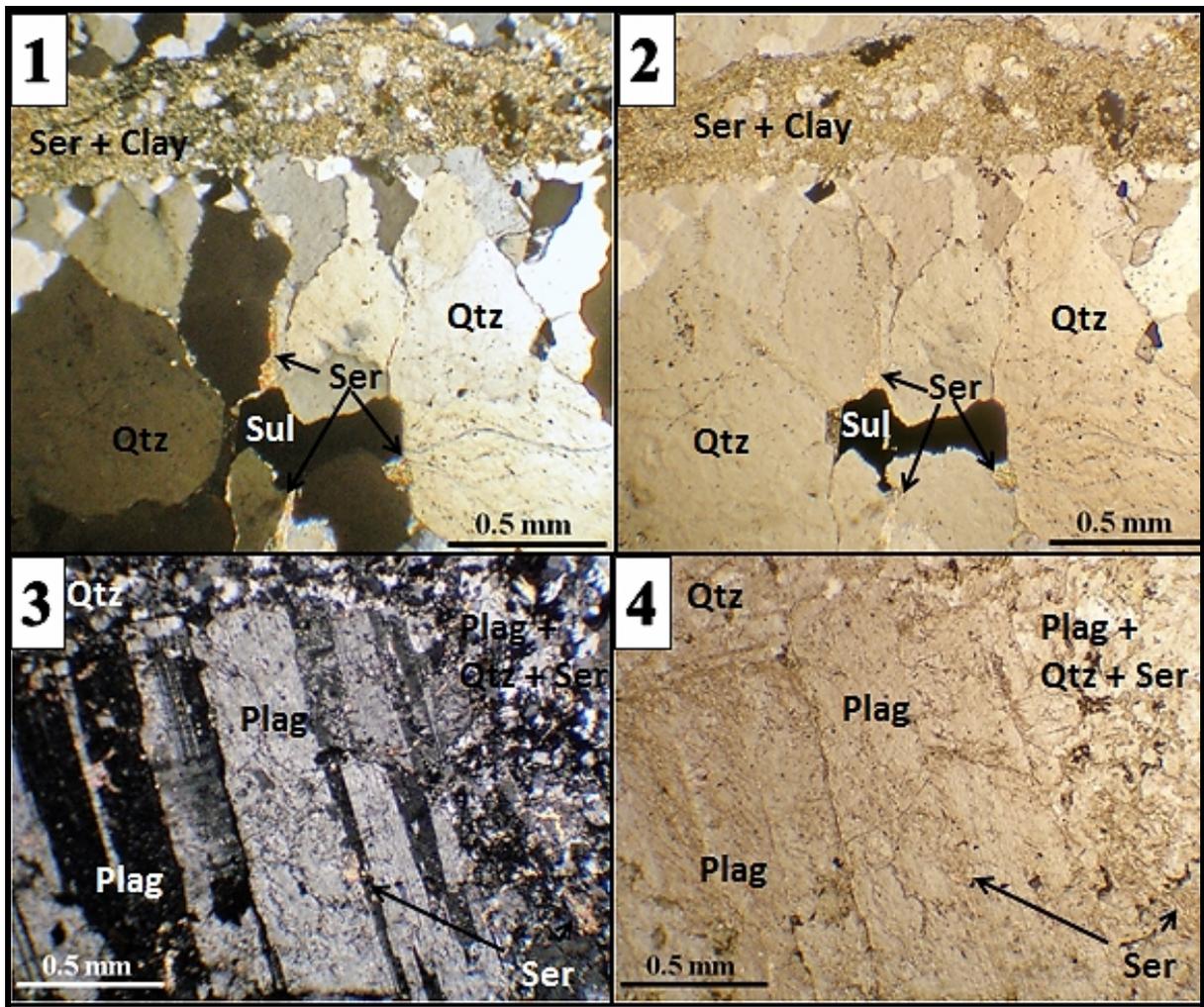


Рис. 6. Микрофотографии диорита с кварц-серицитовыми вторичными изменениями (3, 4) и секущего его кварц-сульфидного прожилка (1, 2) в поляризованном (слева: 1, 3) и проходящем свете (справа: 2, 4). Условные обозначения: Qtz - кварц, Plag - плагиоклаз, Ser - серицит, Sul - сульфиды, Clay - глинистые минералы.

На диаграмме Crawford (2007) исследуемые породы попали в поля: средне-известково-щелочные – окварцованные диоритовые порфириды и

диориты, филлиты; слабо измененные диоритовые порфириды и диориты с серицит-хлоритовыми изменениями; низко известково-щелочные - биотит-магнетитовые метасоматиты, редко окварцованные и слабоизмененные диоритовые порфириды; высоко известково-щелочные – хлорит-серицитовые диориты и диоритовые порфириды, филлиты; в поле характерное для шшонитов попали преимущественно хлорит-серицитовые диоритовые порфириды и калиевые метасоматиты, а также жильный кварц.

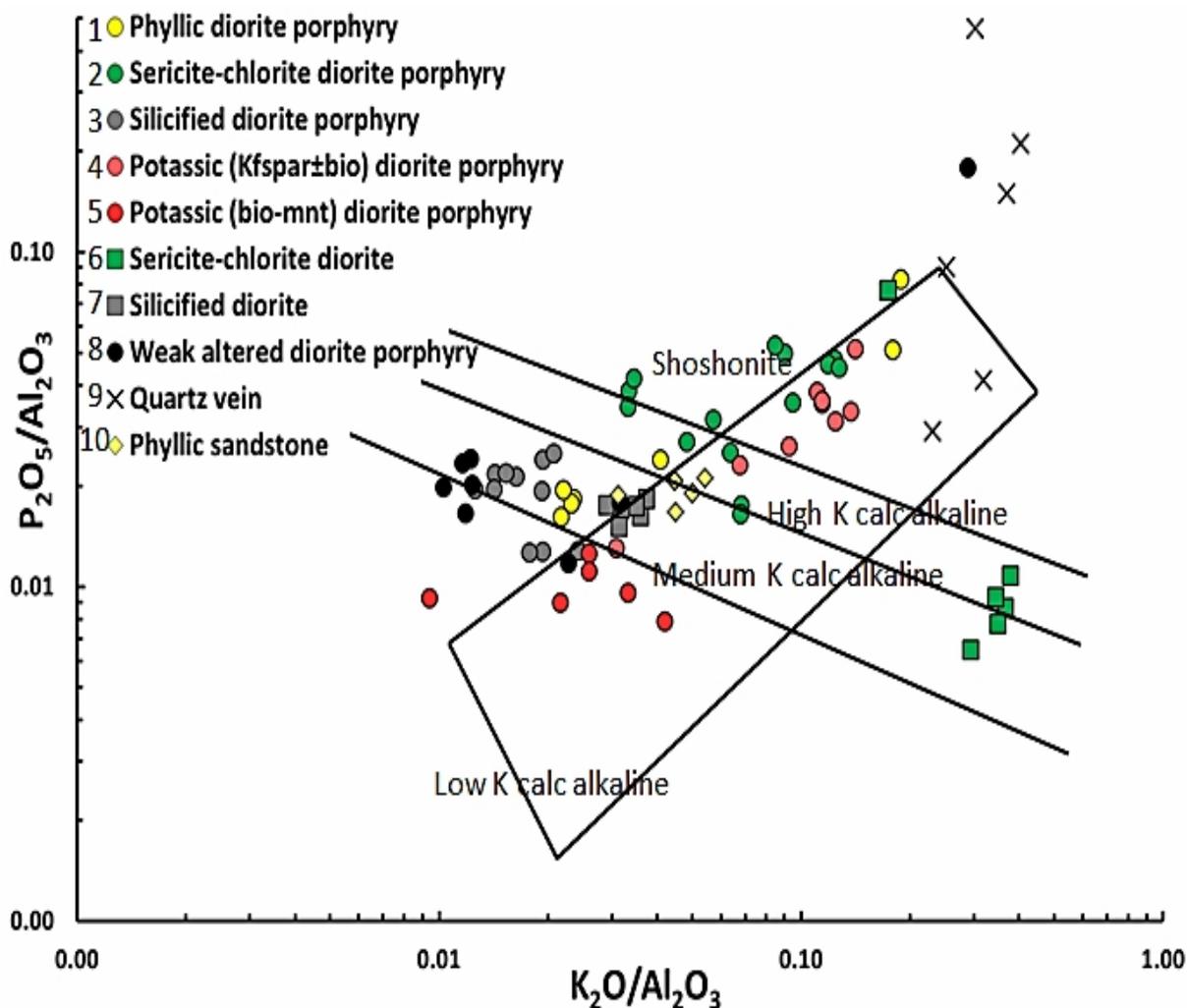


Рис. 7. График зависимости P_2O_5/Al_2O_3 от MgO/Al_2O_3 с полями по Crawford (2007) [3]. Породы: окварцованные диориты (7) и диоритовые порфириды (3), хлорит-серицитовые изменения по диоритам (6) и диоритовым порфиридам (2), филлиты по диоритовым порфиридам (1) и песчаникам (10), калиевые – биотит-магнетитовые (5) и калиево-полевошпатовые (4), слабо-измененные диоритовые порфириды (8), жильный кварц (9).

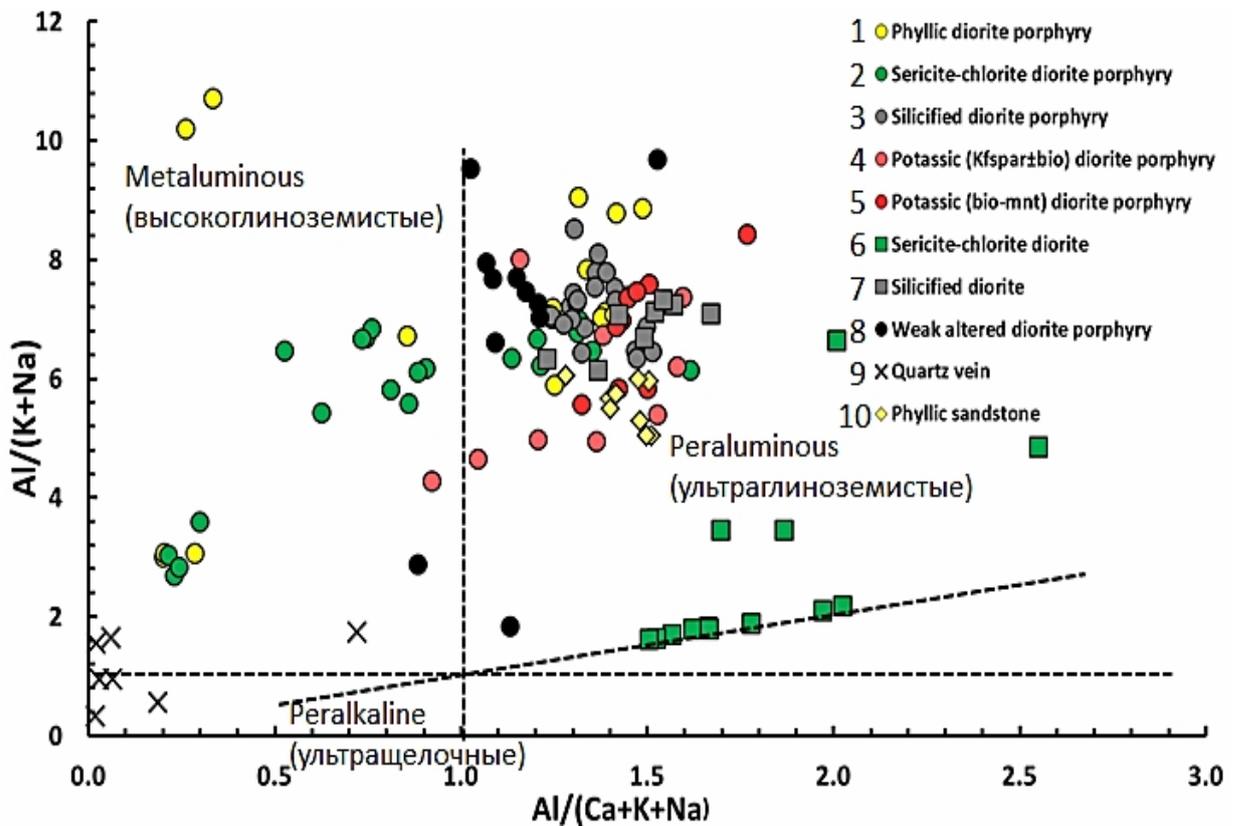


Рис. 8. A/CNK-A/NK диаграмма по Shand (1943) [14]. Породы: окварцованные диориты (7) и диоритовые порфириды (3), хлорит-серицитовые изменения по диоритам (6) и диоритовым порфиридам (2), филлиты по диоритовым порфиридам (1) и песчанникам (10), калиевые – биотит-магнетитовые (5) и калиево-полевошпатовые (4), слабо измененные диоритовые порфириды (8), жильный кварц (9).

Вмещающие месторождение породы на диаграмме A/CNK-A/NK с полями по Shand (1943) преимущественно отнесены к ультраглинозёмистым – существенно пересыщенным алюминием и минералогически охарактеризованные серицитом (мусковитом) и биотитом; реже встречаются высокоглинозёмистые разности (диоритовые порфириды с хлорит-серицитовыми вторичными изменениями, реже филлиты и единичные калиевые метасоматиты и слабо измененные диоритовые порфириды) - существенно недосыщенные кремнеземом относительно алюминия, минералогически характеризующихся роговой обманкой и/или биотитом.

На графике трендов увеличений и потерь содержания основных породообразующих оксидов различных зон вторичных изменений существенное увеличение $FeO_{общ}$ наблюдается, естественно, для биотит-магнетитовых метасоматитов, филлитов (за счет пирита) и хлорит-серицитовых метасоматитов по диоритовым порфиридам. Но содержания $FeO_{общ}$ в хлорит-серицитовых метасоматитах по равномерно раскристаллизованным диоритам близко к таковому в слабо измененных разностях.

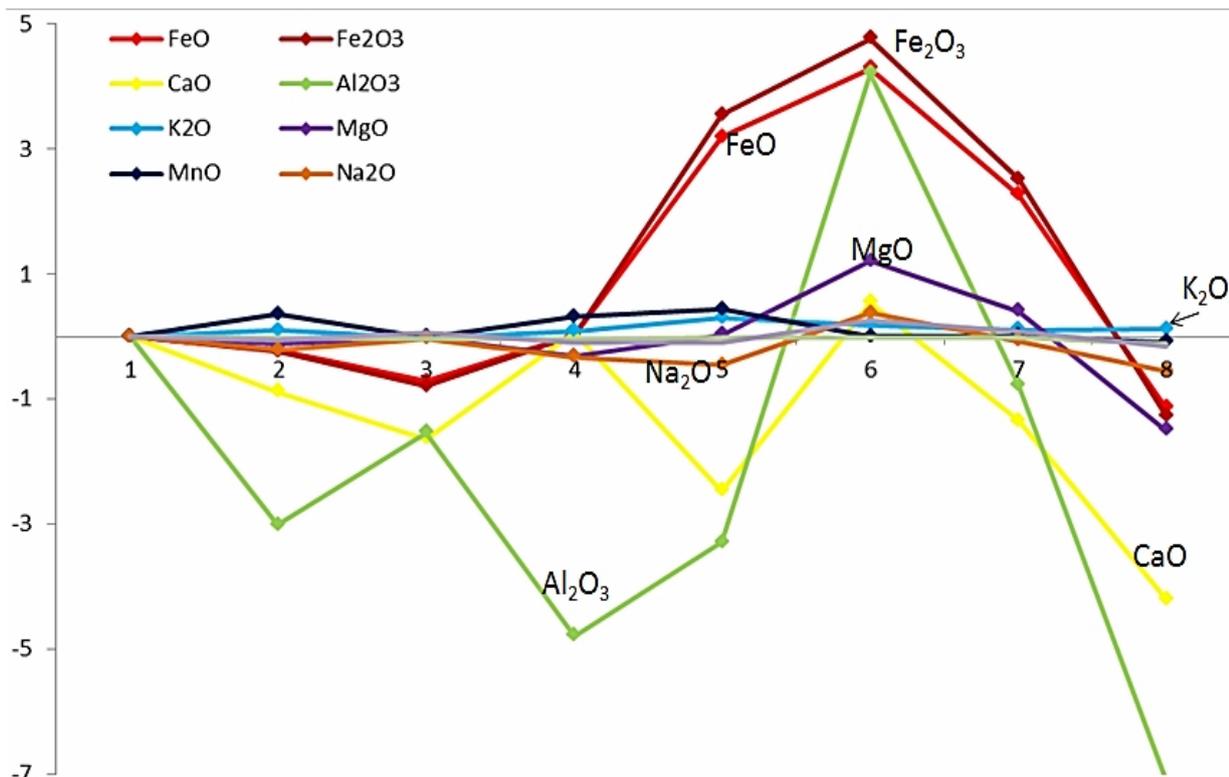


Рис. 9. Тренды увеличений и потерь содержания основных породообразующих оксидов различных зон вторичных изменений: окварцованные диориты (2) и диоритовые порфириды (3), хлорит-серицитовые изменения по диоритам (4) и диоритовым порфиридам (6), филлиты по диоритовым порфиридам (5) и калиевые – биотит-магнетитовые (7) и калиево-полевошпатовые (8). По вертикали - разница в весовых процентах между оксидами измененных зон и слабо измененных диоритовых порфиридов (1). Величины, характеризующие каждую зону вторичных изменений, представляют собой среднее арифметическое ($n=69$) химических анализов: $n_1 = 9$; $n_2 = 6$; $n_3 = 11$; $n_4 = 7$; $n_5 = 7$; $n_6 = 14$; $n_7 = 6$; $n_8 = 9$.

Тренд Al_2O_3 для калиевых и кварцевых метасоматитов показал довольно характерную потерю, так же как характерное увеличение для хлорит-серицитовых метасоматитов по диоритовым порфиридам. В то же время для филлитов и хлорит-серицитовых метасоматитов по диоритам обнаружилась неожиданная потеря Al_2O_3 по сравнению со слабо измененными разностями, что, несомненно, может вызвать дискуссию и требует дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буханова Д.С. Типоморфные характеристики медно-порфирового оруденения // Материалы X региональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле», Петропавловск-Камчатский, 2012, стр. 5-18.
2. Чернявский В.С., Шавкунов Н.А. Отчет о результатах поисковых работ на золото на участках Малмыжских и Болоньских высот, Хоми, Карги и Юбилейном (Малмыжская партия), 1974-76 гг.; г. Хабаровск; 156 стр.
3. Crawford, A.J., Meffre, S., Squire, R.J., Barron, L.M., and Falloon, T.J., 2007, Middle and Late Ordovician magmatic evolution of the Macquarie arc, Lachlan orogen, New South Wales: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 52, p. 181–214.
4. Hedenquist J.W., and Richards J., 10/1998, The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits, *Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology*, Society of Economic Geology Short Course, Toronto, Canada, 24-25 October, pp. 235-256.
5. Hedenquist J.W., Arribas A.Jr., Reynolds T.J., 1998, Evolution of an Intrusion-Centered Hydrothermal System: Far Southeast-Lepanto Porphyry and Epithermal Cu-Au Deposits, Philippines, *Economic Geology and Bulletin of the society of Economic geology*, v. 93, № 4, pp 373-404.
6. Hunt J.P., 1991, Porphyry copper deposits: *Economic Geology Monograph* 8, p. 192-206.
7. Ishikawa T., and Nakamura E., 1994, Origin of the slab component in arc lavas from across-arc variation of B and Pb isotopes: *Nature*, v. 370, p. 205-208.
8. Lowell J.D., and Guilbert J.M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper ore deposits: *Economic Geology*, v. 65, p. 373-408.
9. Meyer C, and Hemley J.J., 1967, Wall rock alteration, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, Holt, Rinehart, and Winston, p. 166-232.
10. Noll P.D., Jr., Newsom H.E., Leeman W.P., and Ryan J.G, 1996, The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron: *Geochemical et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 587-611.
11. Plank T., and Langmuir C.H., 1993, Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones: *Nature*, v. 362, p. 739-743.
12. Reynolds T.J., and Beane R.E., 1985, Evolution of hydrothermal fluid characteristics at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit: *Economic Geology*, v. 80, p. 1328-1347.
13. Roedder E., 1971, Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado: *Economic Geology*, v. 66, p. 98-120.
14. Shand, S.J., 1943. Eruptive rocks. D. Van Nostrand Company, New York, pp: 360.
15. Sheppard S.M.F., Nielsen R.L., and Taylor H.P., Jr., 1969, Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 64, p. 755-777.
16. Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L., and Taylor, H.P., Jr., 1971, Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 66, p. 515-542.
17. Sillitoe R.H., 1993, Gold-rich porphyry copper deposits: Geological model and exploration implications, in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., and Duke, J.M., eds.,

- Mineral deposit modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40, p. 465-478.
18. Sillitoe R.H., 2010, Porphyry Copper Systems, Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, v. 105, pp. 3-41.
 19. Stolper E., and Newman S., 1994, The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas: Earth and Planetary Science Letters, v. 121, p. 293-325.
 20. Williams T.J., Candela P.A., and Piccoli, P.M., 1995, The partitioning of copper between silicate melts and two phase aqueous fluids: An experimental investigation at 1 kbar, 800°C and 0.5 kbar, 850°C: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 121, p. 388-399.

HOST ROCK ALTERATION OF THE MALMYSH COPPER-PORPHYRY DEPOSIT, RUSSIAN FAR EAST

Bukhanova D.S.^{1,2}

¹*Vitus Bering Kamchatka State University*

²*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS*

This paper consist data on the mineralogy, petrography and geochemistry of the metasomatic rocks from Malmysh copper-porphyry deposit Central area, which is located in the north-eastern part of the Middle Amur depression, in 80 km from the Komsomolsk-on-Amur city. The mineral and chemical composition of samples represents the most typical metasomatic rock zones in the Central area. The samples were selected during field work in 2011-2012 from drill holes core at depths of 200 to 650 m on the basis of chemical data investigated and compared the host rocks alteration from different types of metasomatic zones formed during the formation of the deposit.

Keywords: geochemistry, copper-porphyry deposits, metasomatic rocks.