

1. *Глубинные магнитотеллурические исследования в Хабаровском крае/Никифорова Н. Н., Ахмадулин В. А., Парай-Копиц А. М. и др. // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока.— Владивосток/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1980.— С. 42—49.*
2. *Исследование магнитовариационных аномалий в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану/Жданов М. С., Бердичевский М. Н., Файнберг Э. Б. и др. // Проблемы исследования электромагнитных полей на акваториях/ИЗМИРАН.— М., 1983.— С. 8—15.*
3. *Ляпшев А. М., Мартанус Е. Р. Предварительные результаты магнитотеллурического зондирования юго-западной части острова Сахалин // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1980.— С. 121—123.*
4. *Ляпшев А. М., Сычев П. М., Семенов В. Ю. Структура электропроводности верхней мантии Курильской котловины Охотского моря // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 4.— С. 45—50.*
5. *Мардерфельд Б. Е., Плехова В. В. Магнитовариационное зондирование на островах // Проблемы исследования электромагнитных полей на акваториях/ИЗМИРАН.— М., 1983.— С. 37—41.*
6. *Hilde T. W. C., Isezaki N., Wageman I. M. Mesozoic sea-floor spreading in North Pacific // Geophysical monography.— 1976.— N 19.— P. 205—226.*
7. *Research group for crustal resistivity structure, Japan. Preliminary report on a study of resistivity structure beneath the Northern Honsyu of Japan // J. Geomag. Geoelectr.— 1983.— V. 35.— P. 589—608.*
8. *Vanyan L. L., Lyapishv A. M., Marderfeld B. E. et al. Deep electric conductivity study in the asiatic transition zone // Struct. tranzit. Zone.— Dordrecht e. a., 1980.— P. 149—152.*
9. *Yukutake T., Filloux J. H., Segawa J. et al. Preliminary report on a magnetotelluric array study in the Northwest Pacific // J. Geomag. Geoelectr.— 1983.— V. 35.— P. 575—587.*

ИМГиГ ДВО АН СССР  
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию  
27 июля 1989 г.

УДК 553.43

Л. А. Изосов, И. В. Мишкина, Н. М. Павличенко,  
Г. Н. Павличенко, И. Ф. Федчин

## О МЕДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МАЛОКЛЮЧЕВСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПРИМОРЬЯ

Приводятся данные о гнездовой медной минерализации в северо-западной части Малоключевской рифтовой зоны, заложённой, вероятно, в раннем силуре на позднебайкальском Ханкайском массиве. Делается вывод о том, что геологическая обстановка района благоприятна для развития контактово-метасоматическо-

го подэкранного оруденения медно-золотосеребряного профиля. Локальной потенциально рудоконтролирующей структурой, возможно, является контакт нижнесилурийской (?) и верхнепермской вулканогенных толщ.

Малоключевская вулканогенная зона входит в систему рифтов, заложённых в раннем силуре на позднебайкальском Ханкайском массиве [1, 6], который был консолидирован в несколько этапов. После замыкания позднепротерозойско-раннепалеозойской миогеосинклинали в позднем кембрии в складчатые толщи внедрились трещинные интрузии гранитов вознесенского типа, слагающие ныне корневые зоны лпаритовой формации [4, 7]. Проявление позднекембрийского вулканоплутонического магматизма отражает начало сводообразования, которое достигло своего максимума, вероятно, в ордовике и связано со становлением батолитов, т. е. с повсеместной гранитизацией геосинклинального комплекса. Таким образом, в результате гранитно-сводового тектогенеза к началу силура регион представлял собой жесткое сооружение, не способное к пластическим деформациям.

Силурийская эпоха на Дальнем Востоке ха-

рактеризуется исключительно высокой тектонической активностью. В это время, по-видимому, возникла Сихотэ-Алинская геосинклинальная система [3], с чем связано и обособление Ханкайского массива. В пределах последнего в это время произошли распад свода и деструкция сиалического субстрата, выразившаяся в образовании рифтогенных структур. Главнейшей из них является Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс [2], одним из ответвлений которого и является Малоключевская рифтовая зона (рис. 1). Она имеет трогообразную форму, выполнена нижнесилурийской (?) туфоэффузивной (малоключевской) толщей, ее интрузивно-субвулканическими комагматитами базит-гипербазитового ряда (П. И. Остащенко, 1963 г.), а также верхнепермскими риолитами и их туфами.

Средне-позднепалеозойские магматические ареалы имеют ярко выраженный линейный характер и контролируются системой региональ-

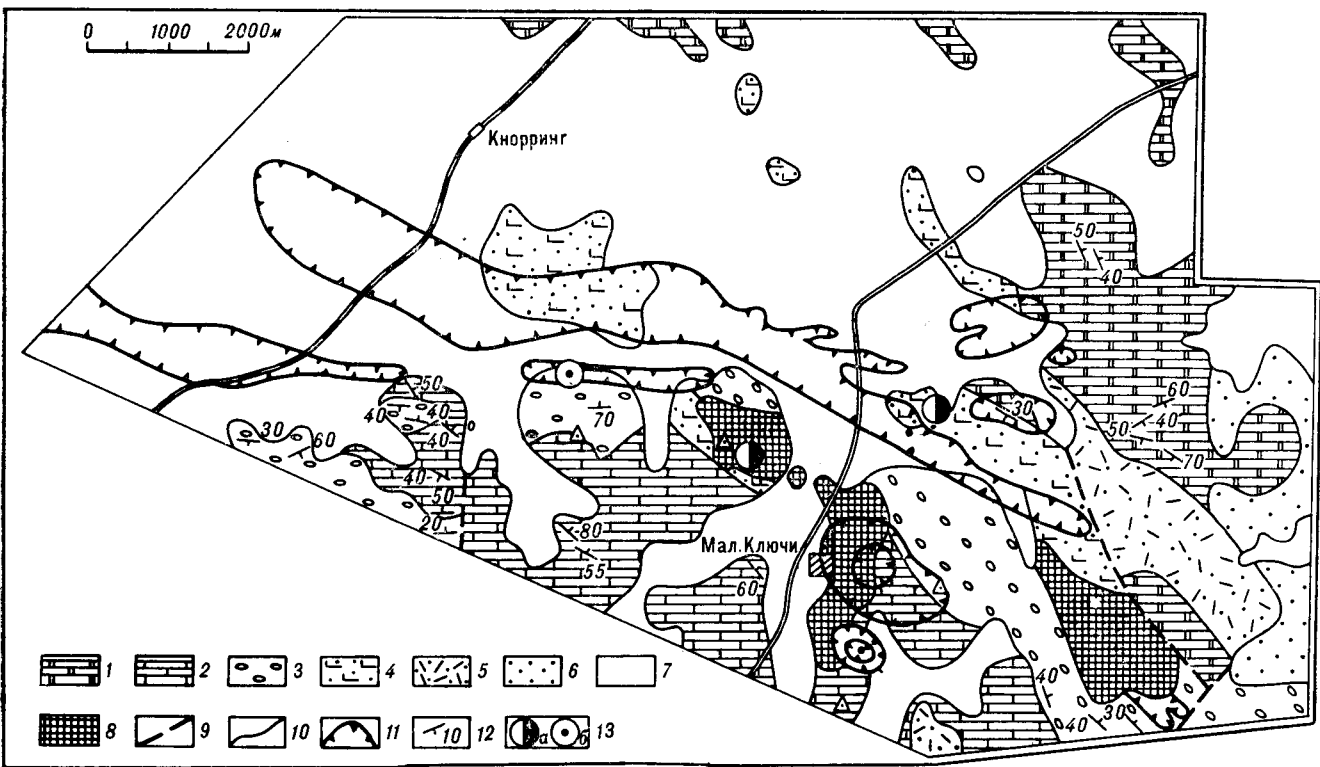


Рис. 1. Геологическая карта Малоключевской рифтовой зоны с проявлениями медной минерализации.

1—3 — нижний кембрий: 1 — прохоровская свита (известняки, сланцы, кремни), 2 — дмитриевская свита (известняки, сланцы, песчаники), 3 — меркушевская свита (конгломераты), 4 — нижний силур (?), малоключевская толща (эпидозиты, диабазы, туфы основного состава, туфобрекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты, сланцы); 5 — верхняя пермь (риолиты и их туфы); 6 — миоцен (глины, пески, песчаники); 7 — четвертичные отложения (глины, пески, супеси, галечники); 8 — перидотиты серпентинизированные, пироксениты, раннесилурийские габбро-интрузии (?); 9 — разломы; 10 — геологические границы; 11 — положительные изолинии магнитного поля; 12 — элементы залегания пластов; 13 — проявления медной (малахит — азурит) минерализации в коренном залегании (а) и в делювии (б).

ных разломов северо-западного простирания. Нами изучен лишь фрагмент Малоключевской зоны длиной 16 км. Вообще же эта структура является более масштабной и прослеживается на юго-восток на расстояние около 60 км и далее, вероятно, перекрыта более молодыми образованиями [5]. Как будет показано ниже, в строении зоны участвует купольная структура, что позволяет в целом рассматривать ее как вулканотектонический рифт.

Туфоэффузивная толща (380 м) сложена вулканитами основного состава, превращенными зачастую в эпидозиты и амфиболиты, а также зелено- и красноцветными сланцами. В строении толщи принимают участие характерные туфобрекчии, состоящие из обломков известняков, пикритобазальтов, риолитов, дацитов, ультрабазитов, кварцитов, кварца и карбонат-хлорит-эпидот-серпентинового цемента. Эти породы сопровождают тела базит-гипербазитов и содержат их обломки. Они, вероятно, представляют собой околожерловую фацию. В туфобрекчиях отмечаются редкие прослои туфопесчаников и туфоалевролитов. Туфоэффузивная толща с угловым несогласием залегает на сложнодислоцированных нижнекембрийских

терригенно-кремнисто-карбонатных отложениях. Нижнесилурийские (?) вулканические покровы фиксируются в магнитном поле интенсивными положительными линейными аномалиями значительной протяженности (см. рис. 1).

Субвулканические базит-гипербазиты раннесилурийского (?) возраста слагают небольшие (до  $1,0 \times 2,5$  км) линзовидные в плане тела, с которыми связано тальк-магнетитовое оруденение. Они имеют активные контакты с нижним кембрием и расположены в пределах регионального гравитационного максимума ( $15 \times 40$  км), сопровождающегося многочисленными положительными магнитными аномалиями «трубочного» типа (от 50—100 нТл до 1500—3000 нТл), а также разнопорядковыми кольцевыми структурами неясного генезиса, дешифрированными на крупномасштабной топооснове. Все это, вероятно, свидетельствует о наличии здесь глубинного купола базит-гипербазитового состава, т. е. крупной очаговой зоны, мигрировавшей к поверхности в раннем силуре. По П. И. Остащенко, отдельные массивы гипербазитов образуют крутопадающие ( $70-80^\circ$ ) трубообразные тела, имеющие резкие контакты с вмещающими породами, и прослежены скважи-

нами до глубины 150 м. Их периферические части сложены хризотилowymi разностями серпентинизированных перидотитов, которые ближе к центру сменяются антигорит-хризотилowymi, а в центре — тальк-магнезитowymi породами.

В перидотитах присутствуют хромит, шпинель и магнетит. В массивах сложного строения (перидотиты, серпентиниты, габбро) ультраосновные породы образуют их части в виде тел мощностью 200—300 м. В них часто наблюдаются автобрекчи, которые в направлении к вмещающим отложениям сменяются туфовидными породами пестрого состава. По нашим данным, одно из тел базит-гипербазитов (западное) имеет кольцевое строение и в магнитном поле фиксируется высокоинтенсивной аномалией «трубчатого» типа и включает пикриты и эруптивные брекчи. Последние содержат до 80 % обломков округлой, реже угловатой формы размером 0,8—1,5 мм. Они на 40 % представлены полностью серпентинизированными, хлоритизированными, часто карбонатизированными оливином (?) и ромбическим пироксеном (?). Серпентин буроватый, тонкочешуйчатый, волокнистый; хлорит светло-зеленый, волокнистый. В породе содержится до 10 % лейкоксенизированного титаномагнетита и хромита (8 %). Чужеродные обломки представлены оплавленными зернами кварца, кварцитами, фельзитами и эпидозитами. Цемент хлоритизирован, карбонатизирован, содержит большое количество лейкоксена и имеет, скорее всего, лавовую природу и основной (ультраосновной?) состав.

В юго-восточной части Малоключевской рифтовой зоны на нижнекембрийских отложениях залегает верхнепермский покров риолитов и их туфов мощностью около 100 м. Взаимоотношения нижнесилурийской (?) и верхнепермской вулканогенных толщ не установлены: они, по видимому, контактируют по разлому северо-северо-западного простирания. Однако, в горных выработках иногда вскрываются небольшие тела и жилки риолитов и аплитов, секущие базиты и гипербазиты.

Перспективы рассматриваемого региона на медное оруденение никем не рассматривались, так как при проведении крупномасштабных поисково-съёмочных работ (Ю. Н. Олейник, 1957 г.; И. В. Мишкина, 1966 г.) не было обнаружено проявлений этого элемента. В 1986 г. на общие перспективы в отношении меди восточной части Ханкайского массива и, в том числе, данной рифтовой зоны, указал Г. Б. Левашев, имея в виду медно-порфировое оруденение. Несколько позднее (1987 г.) Л. А. Изов отнес раннесилурийские образования, vyplняющие рифтовые зоны в пределах Ханкайского массива, к числу благоприятных для

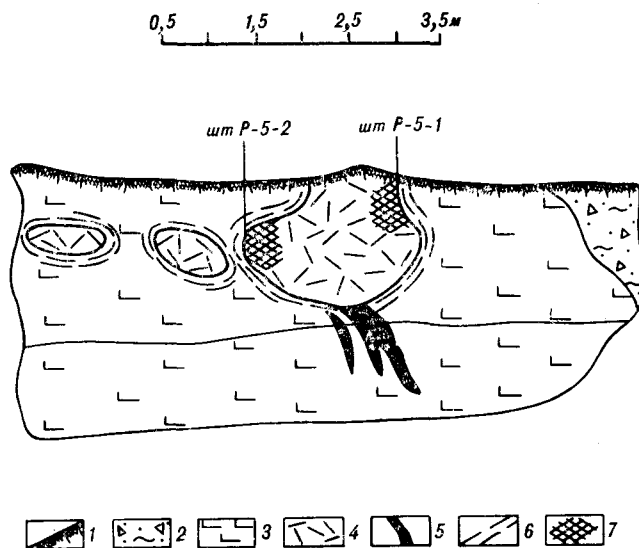


Рис. 2. Схема расчистки № 5.

1 — почвенно-растительный слой, 2 — делювиальные суглинки с обломками диабазов; 3 — диабазы; 4 — риолиты; 5 — жилы аплитов; 6 — расщелачивание; 7 — малахит-азуритовая минерализация.

размещения медно-колчеданного оруденения. В связи с обнаружением нами в 1988 г. в Малоключевском рифте проявлений медной минерализации перспективы меденосности района приобретают более конкретное содержание.

Наиболее интересное проявление меди расположено к северо-востоку от с. Малые Ключи на высоте 137,6 м и локализовано на контакте субвулканического тела позднепермских фельзориолитов и нижнесилурийских (?) эпидотизированных диабазов и их туфов, вскрытом расчисткой 5 (рис. 2). Основные вулканисты субщелочного ряда ( $\text{SiO}_2 = 45,17\%$ ;  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 5,32\%$ ) подвергнуты сильному метасоматозу — окварцованы, карбонатизированы, эпидотизированы ( $\text{SiO}_2 = 55,37\%$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 0,06$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 0,05\%$ ;  $\text{CaO} = 12,81\%$ ). Оруденелые фельзориолиты контаминированы эпидозитом и по существу представляют собой метасоматиты, из которых практически полностью вынесены щелочи ( $\text{SiO}_2 = 61,77\%$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 0,06\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 0,05\%$ ;  $\text{CaO} = 13,50\%$ ). Малахит-азуритовая минерализация развита в виде гнезд, иногда «пропитывает» фельзориолиты. В них кроме малахита и азурита (30 %) отмечаются борнит (3—5 %), халькозин (3—5 %) и самородная медь (единичные мелкие зерна). По данным полуколичественного анализа в штучках P-5-1 и P-5-2 установлено 0,3—1,0 % меди и 0,6—4 г/т серебра (в тех же штучках установлено химическим анализом меди 0,84—2,47 %, атомно-абсорбционным методом серебра 2,66—5,87 г/т).

К юго-западу от расчистки 5 (70 м по аз. 240°) в делювии обнаружена глыба оруде-

нелых фельзориолитов (штуфы 522-1—522-5), в которых содержание меди составляет (полуколичественный анализ) 0,15—0,4 %, серебра 0,3—0,8 г/т (в тех же штуфах установлено химическим анализом меди 0,76—1,52 %, атомно-абсорбционным методом серебра 2,66—4,12 г/т).

На рудопроявлении было проведено геохимическое опробование базитов (участок 0,12 × 0,13 км) с отбором сколковых проб по четырем профилям, ориентированным на северо-восток вкрест простирания туфоэффузивной толщи (шаг отбора проб — 50 м). Среднее содержание меди в вулканитах (47 проб) составляет 72 г/т, а в отдельных пробах — до 400 г/т. Обычно же концентрации меди в основных породах Западного и Центрального Приморья редко достигают 50 г/т (Л. А. Изосов, 1987 г.). Содержания никеля (20—50 г/т) и кобальта (5—20 г/т) в базитах не превышают кларковые. По данным П. И. Остащенко (1963 г.), основные и ультраосновные породы характеризуются околокларковыми содержаниями никеля и кобальта. Концентрации этих элементов не повышаются и в оруденелых контаминированных эпидозитом фельзориолитах (никель — 60—80 г/т, кобальт — 6—8 г/т).

Обращает на себя внимание то, что оруденелые фельзориолиты и серпентинизированные гипербазиты отмечаются повышенными концентрациями золота — 0,18—0,29 г/т (13 штуфов, пробирный анализ). В связи с этим следует отметить, что в 1968 г. рассматриваемая площадь была рекомендована В. В. Скопным под постановку поисковых работ на золото. Основанием для этого послужили данные Ю. Г. Иванова и Г. Б. Левашева (1963 г), которые в пробах, отобранных из конгломератов нижнекембрийской меркушевской свиты, спектральным методом установили повышенные содержания золота — 0,03 г/т (31 проба). В местах отбора проб нижнекембрийские породы сильно метаморфизованы (хлоритизированы, эпидотизированы), возможно, за счет влияния интрузий раннесилурийских (?) базит-гипербазитов. Поэтому можно предположить, что золотое оруденение носит контактово-метасоматический генезис.

Второе проявление меди приурочено к телу раннесилурийских (?) базит-гипербазитов (выс. 271,6 м). В шурфе 213 вскрываются интенсивно окварцованные гипербазиты, участками превращенные в тальк-магнезитовые породы и пронизанные маломощными (1,0 см) прожилками микроаплитов. Медная минерализация (малахит) образует гнезда размером 0,2 × 0,25 м. Содержание меди в штуфе составляет 0,5 (полуколичественный анализ) или 0,49 % (химический анализ), серебра — 2,65 г/т (атомно-абсорбционный анализ).

Третье проявление меди расположено в

750 м к северу от выс. 265,5 м, где в шурфе 150 в делювии обнаружены многочисленные обломки ожелезненных риолитов и кварца. В штуфе 150, отобранном из ожелезненных пород, полуколичественным анализом установлена медь — 0,1 % и серебро — 0,2 г/т (по данным атомно-абсорбционного анализа — до 1 г/т серебра).

Приведенный материал позволяет сделать следующие обобщения:

1) медная минерализация имеет гнездовой характер и развивается на контакте раннесилурийского (?) базит-гипербазитового вулканоплутонического комплекса и позднепермских субвулканических риолитов;

2) раннесилурийские (?) образования иногда характеризуются повышенными концентрациями золота, что позволяет ставить вопрос об их золотонности;

3) все проявления меди контролируются линейными положительными аномалиями магнитного поля, которые укладываются в зону западно-северо-западного простирания;

4) раннесилурийские (?) вулканиты претерпели мощное метасоматическое воздействие, приведшее к образованию зеленокаменно перерожденных пород (эпидозитов), отличающихся повышенными содержаниями меди;

5) малоключевской рифт по геологической позиции сходен с Западно-Приморской зоной, в которой известны проявления меди и золота различного генезиса.

Несмотря на то, что данные по меденосности рассматриваемого региона скромны, тем не менее их достаточно, чтобы заинтересовать исследователя, а также сделать некоторые прогнозные оценки и подчеркнуть следующие характерные особенности размещения медного оруденения.

1. Нижнесилурийская (?) туфоэффузивная толща довольно полого залегает на существенно карбонатных породах нижнего кембрия и прорывается позднепермскими риолитами. Эта обстановка с учетом сочетания кальцийсодержащих пород (известняки, основные вулканиты) и кислых пород (риолиты, аплиты) весьма благоприятна для развития подкранного контактово-метасоматического оруденения. Не исключено, что линейные магнитные аномалии, сопровождающие выходы толщ, как раз и фиксируют медно-рудные залежи.

2. Повышенные содержания меди в нижнесилурийских (?) зеленокаменных породах, возможно, свидетельствуют о наличии в туфоэффузивной толще пластообразных залежей вкрапленных медных руд.

3. В качестве локальной потенциально рудоконтролирующей структуры может быть рассмотрен контакт нижнесилурийской (?) и верхнепермской вулканогенных толщ, который со-

вершено не изучен и показан на карте (И. В. Мишкина, 1966 г.) как тектонический, условно (см. рис. 1). Кроме того, медное оруденение может быть приурочено и к жерловым фациям раннесилурийского (?) вулканоплутонического комплекса.

4. Возможно, эндогенное оруденение Малоключевского рифта имеет медно-золотосереб-

ряный профиль, а источником рудного вещества является раннесилурийская базит-гипербазитовая очаговая зона.

Таким образом, рассматриваемая территория представляет несомненный интерес в отношении медного оруденения и заслуживает постановки крупномасштабных поисковых работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Изосов Л. А.* Палеозойские формации и геологическое развитие Юго-Западного Синегорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Владивосток, 1981.
2. *Изосов Л. А.* Новые данные по геологии Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Тез. докл. I Советско-Китайского симпозиума/ТОИ ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 30—32.
3. *Изосов Л. А., Кандауров А. Т., Бажанов В. А. и др.* Силурийские отложения Приморья // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 5.— С. 75—82.
4. *Изосов Л. А., Петрищевский А. М., Бажанов В. А.* Позднекембрийский вулканоплутонический комплекс Вознесенского рудного района Приморья // Сов. геология.— 1989.— № 5.— С. 90—95.
5. *Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А.* Геология Приморского края. Ч. III. Основные черты тектоники и история развития.— Владивосток, 1987.
6. *Смирнов А. М.* Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом.— М: Изд-во АН СССР, 1963.
7. *Смирнов А. М., Давыдов И. А., Изосов Л. А. и др.* Кембрийская липаритовая формация Южного Приморья // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 264, № 2.— С. 417—420.

*ПГО Приморгеология  
Владивосток*

*Поступила в редакцию  
22 сентября 1989 г.*