

УДК 553.078(931)

А.А. Ковалев, С.В. Горяйнов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Харьковский научно-исследовательский институт природных газов, г. Харьков, Украина

О СТРУКТУРНОЙ ПОЗИЦИИ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА О-ВЕ СЕВЕРНОМ (НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ)

Проанализировано структурно-тектоническое положение скарноидного проявления вольфрама на о-ве Мотукокако у Северного острова Новой Зеландии. Высказано предположение о его возможной аналогии скарноидным стратиформным залежам крупных вольфрамовых месторождений. Показана приуроченность рудопроявления к крупной трансрегиональной зоне обдукции. Это может свидетельствовать о наличии крупного вольфрамоносного рудного пояса во Внутренней Меланезийской дуге.

Ключевые слова: Новая Зеландия, океанические скарноиды, вольфрам.

Краткий обзор разработок. С открытием и непосредственным наблюдением процессов рудообразования в океане разрешились многие спорные вопросы генезиса некоторых рудных месторождений. Значительный прогресс в теории колчеданного рудообразования был достигнут в 1978–1982 гг., когда предсказанные на основе исследования офиолитовых поясов колчеданные месторождения были выявлены на средне-океанических поднятиях [1].

Рудообразующие гидротермальные процессы оказались в данном случае энергетически связанными с подводным вулканизмом основного состава. Рудообразующая гидротермальная система задана нисходящим проникновением океанских вод к магматическим камерам, интенсивным нагревом вод и подъемом эксталяций сквозь базальты на морское дно. Образование колчеданных залежей происходит при падении температур гидротермального флюида (довольно резко). Источником рудного вещества колчеданных залежей оказались выщелачиваемые из базальтов металлы, которые мигрируют в виде хлоридных и сернистых соединений.

Наметилась вертикальная металлогеническая зональность, зависящая от глубины океана: на глубинах 2300–2000 м в рудных залежах наблюда-

ется значительное количество сульфидов цинка, а на глубинах 2500–3500 м преобладают сульфиды меди. В дистальных зонах медно-цинковое сульфидное оруденение сменяется железо-марганцевым оксидным [2].

В 1986 г. А.А. Ковалев, используя модель колчеданного рудообразования на океанском дне, пересмотрел минерагеническую модель Р. Хёлля для стратиформного шеелитового оруденения месторождения Фельберталь, а также строение крупнейшего молибден-вольфрамового месторождения Тырнауза и других важнейших отечественных вольфрамовых месторождений [3]. Выяснилось, что основные залежи вольфрама этих месторождений имеют черты сингенетичного эксгальционно-осадочного происхождения, “скарноидный” состав, пластообразную форму, а также участвуют в складчатых деформациях. В случае Тырнауза стратиформные залежи (“скарноидные”, основные по запасам) оказались намного древнее гранитоидных интрузий, которые считались основными рудогенерирующими. Контактново-метасоматические рудоносные скарны (собственно “скарны”) образовались как продукт регенерации вещества догранитных залежей, причем масштабы переотложения рудных элементов значительно уступали масштабам эксгальционно-осадочного процесса.

Отвергнув островодужную модель Р. Хёлля, А.А. Ковалев предположил, что данные вольфрамовые залежи являются гомологами океанических колчеданных месторождений. Вольфрамовые залежи формировались в особых (относительно редких) геодинамических обстановках океанского дна – в малых пул-апарт-бассейнах (т. е. на трансформных разломах с раздвигом, над короткими системами спрединга) в окраинных морях между окраиной континента и океаном [2, гл. 8]. При дальнейших исследованиях А.А. Ковалев установил, что многие крупнейшие вольфрамовые месторождения мира принадлежат к описанному скарноидному типу и образовались в результате деятельности гидротермальных систем в пул-апарт-бассейнах. Анализ геологических особенностей этих месторождений позволил разработать их минерагеническую модель, определить геологические критерии для прогнозирования, поиска новых месторождений и переоценки некоторых известных рудных полей [4].

В соответствии с данной моделью, рудообразование происходит в пул-апарт-бассейнах спрединговых окраинных морей (и, возможно, в каких-то других, еще не выясненных обстановках) в связи с трансформ-

ними разломами и на глубинах 3500–5000 м. Соответственно с глубиной варьирует и преобладающий состав месторождений: вольфрамовые (чаще с молибденом, так как основным рудным минералом является молибдосеелит), молибденовые (с молибденитом), вольфрам-молибденовые (например, Тырнауз, где кроме вольфрамоносных скарноидов выделен молибденовый участок – Гитче-Тырнауз), оловянные (с касситеритом и станнином), бериллиевые (Боевское на Южном Урале). Источником тепла рудообразующей системы являются не гранитоидные интрузии, а связанные с трансформными разломами астеносферные магматические камеры с температурами свыше 1000 °С. Температуры гидротермального рудообразования могут достигать 700, чаще 500–400 °С [2].

Модель предусматривает наличие “грейзеноидных” вертикальных штокверков (трещинные подводящие каналы для флюидов, формировавших вышележащие скарноидные залежи) на нижних горизонтах на восходящих ветвях циркуляционной гидротермальной системы. Штокверки представлены кварцем и другими, в том числе рудными, минералами. Они образуют грейзеноидные рудные залежи. При высокой температуре (порядка 700 °С) в подводящих каналах, наряду с кварцем, шеелитом (Верхнее Кайракты, Центральный Казахстан) и молибденитом (Джиндуйчен, Наньниху, Китай), могут быть магнетит и мартит (Таскудук, Южный Казахстан) [2].

Вышележащие стратиформные скарноидные залежи (иногда многоэтажные, ритмичные) образуются замещением донных осадков и эксгальационно-осадочным путем. Они содержат, помимо вольфрама, крупные скопления Fe, Cu, Zn, Au, Ag, Co, Pt, Mo, Sn, Bi, As, Sb, Hg, V, Be, P и других элементов.

На флангах гидротермальных и эксгальационных систем формируются углеродисто-кремнисто-глинистые (черносланцевые) толщи и железо-марганценовые горизонты. Черные сланцы содержат большие скопления Mo, U, Re, Au, W, Ni, Zn, Sb, Hg, Pt и др. В железо-марганцевых горизонтах происходит накопление Au, Ag, P, Cu, Zn, Ni, Co, Ge и др.

Указанные эксгальационные месторождения имеют определенные черты сходства с вулканогенными колчеданными месторождениями, которые также формируются на океанском дне, но в весьма распространенных геодинамических обстановках океанского дна на склонах срединно-океанических хребтов и в спрединговых окраинных морях. Но если в кол-

чеданных месторождениях проявлен часто один ритм рудообразования, то в эксгальционных скарноидных и грейзеноидных месторождениях проявляется обычно несколько ритмов (циклов): от 2 до 6 (Сандонг, Корея) и даже более (до 10 на месторождении Скрытое, Сихотэ-Алинь) [2].

Все перечисленные гидротермально- и эксгальциционно-осадочные стратиформные рудные залежи и толщи могут впоследствии быть источниками рудного вещества Cu, Mo, Zn, Au для крупномасштабных и других “порфировых” плутоногенно-гидротермальных месторождений, а также для разнообразных регенерированных месторождений и рудопроявлений, формировавшихся при внедрении более поздних гранитоидных интрузий [2]. Однако при этом исходная структура стратиформных месторождений может быть сильно искажена или полностью уничтожена.

В 1999 г. сформулированная концепция была подтверждена [5]. Новозеландские геологи заявили, что впервые у берегов Северного острова Новой Зеландии на небольшом о-ве Мотукокако открыты скарны со свинцово-цинковой минерализацией. Согласно данным Р. Брейтвейта и др. (1990), пироксеновые скарны развиты в олигоценовых известняках, перекрывающих пермско-юрские граувакки и аргиллиты. Общее залегание пород моноклиналиное, с падением на северо-восток, со следами многочисленных тектонических нарушений. Известняки, скарны и граувакки пересечены субвертикальными кварцевыми жилами, которые образуют ореолы ретроградного ильваит-баббингтонитового изменения в скарнах. Сфалерит и галенит встречаются в кварцевых жилах и в виде вкрапленности в скарнах и известняках. Атомно-спектрометрическим анализом в рудах установлены также промышленные содержания вольфрама в трех пробах – 0,15, 0,25 и 0,37 % WO_3 .

Постановка общей проблемы. По мнению А.А. Ковалева, выход “скарнов” на о-ве Мотукокако (как рудная залежь “Главного скарна” на Тырнаузе) представляет собой часть стратиформного скарноидного вольфрамового месторождения, выведенную над поверхностью океанских вод тектоническими движениями. Параметры фрагмента месторождения, обнаженного на острове, следующие: площадь 200×200 м²; мощность 90 м; запасы скарноидных вольфрамовых руд (с плотностью 3 г/см³) над поверхностью океана, доступные для экономичной открытой разработки, составят 10,8 млн т. При ожидаемых средних содержаниях порядка 0,15–0,2 % запасы WO_3 составят 15–20 тыс. т в пределах острова. Вольфрамоносные скарноиды, несомненно, продолжаются и на

океанском дне за сбросом или серией сбросов, один из которых виден на о-ве Мотукокако [5].

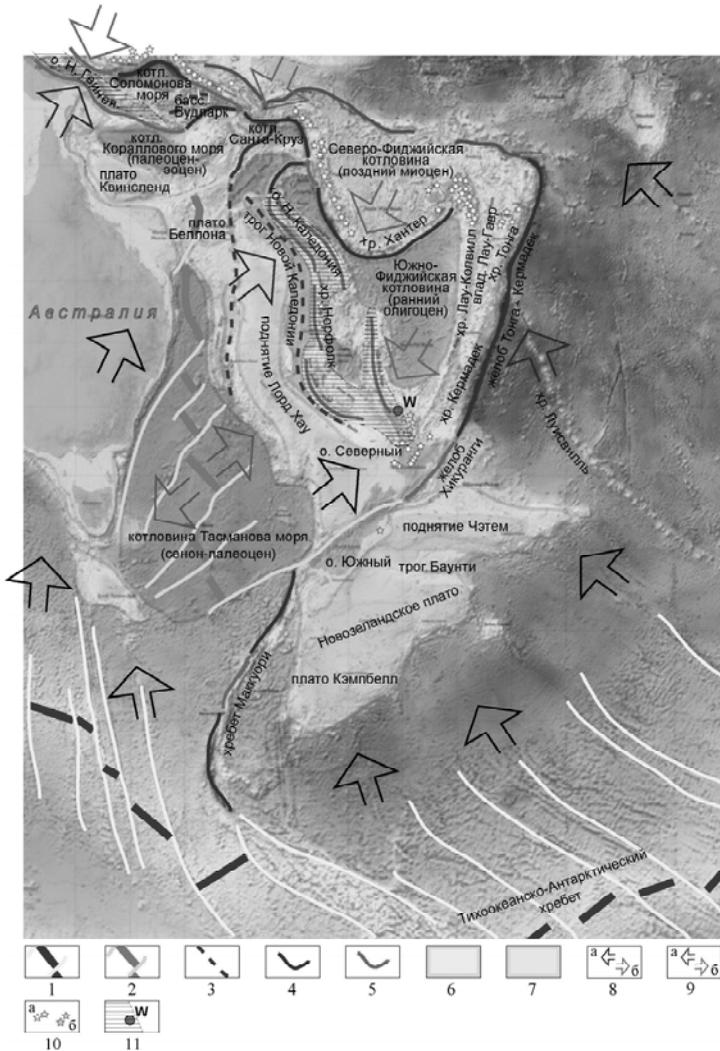
Цель статьи – проанализировать структурно-тектоническое положение данного вольфрамового оруденения и оценить его возможные перспективы.

Решение проблемы. На о-ве Мотукокако обнажается фрагмент крупного офиолитового покрова, образованного обдукцией океанической коры Южно-Фиджийской котловины в юго-западном направлении, на *Северный остров* Новой Зеландии (см. рисунок). Покров офиолитов занимает всю северо-западную оконечность Северного острова. В состав покрова здесь входят, помимо фрагментов кайнозойских стратонев, и тектонические блоки палеозойских и мезозойских пород. Они представлены толщами граувакк и аргиллитов, переслаивающимися с морскими базальтами и мраморами, а также с кремнистыми и марганцовистыми осадками (группа Ваипапа, пермь–триас) [6, 7]. Обращает на себя внимание близость возраста раскрытия Южно-Фиджийской котловины (ранний олигоцен), формирования скарноидов в олигоценовых известняках и последующей обдукции офиолитов на Северный остров Новой Зеландии (также олигоцен).

Обдукционные процессы завершились на Северном острове мощным проявлением наземного неогенового вулканизма (Коромандельская зона). Состав вулканитов известково-щелочной, от андезитов до риолитов и игнимбритов; западнее появляются базальты.

Офиолитовый покров Северного острова Новой Зеландии, в свою очередь, является наиболее южным звеном трансрегиональной обдукционной зоны, сформированной в конце эоцена – начале олигоцена. На более древнюю континентальную кору Северного острова Новой Зеландии, Новой Каледонии и Новой Гвинеи с северо-востока надвинулись фрагменты океанической коры окраинных морей – Фиджи и Соломонова. Эти моря отделяют Внешнюю Меланезийскую дугу (о-в Новая Британия, Соломоновы острова, о-ва Вануату, Фиджи, Тонга, Кермадек) от Внутренней (о-в Новая Гвинея, о-в Новая Каледония с его южным продолжением – подводным хребтом Норфолк, и о-ва Новой Зеландии). Обдукция сопровождалась проявлениями подошвенного метаморфизма [7].

Северо-западным продолжением о-ва Северного Новой Зеландии служит подводный хребет Норфолк, на севере примыкающий к *Новой Каледонии* (см. рисунок). Этот остров является следующим к северу



Фрагмент крупного офиолитового покрова: 1 – современные оси спрединга и трансформные разломы; 2 – древние (неактивные) оси спрединга и трансформные разломы; 3 – рифтовые трюги; 4 – глубоководные желоба; 5 – зоны обдукции и коллизионные сuture; 6 – области с континентальной земной корой; 7 – океаническая кора окраинных морей; 8 – современные (a) и древние (б) направления транзитных движений плит; 9 – направления субдукционных (a) и обдукционных (б) движений; 10 – вулканы современные (a) и неогеновые (б); 11 – вольфрамовое проявление Мотукокако и возможные контуры вольфрамоносных провинций региона. Геоморфологическая основа: <http://data.gns.cri.nz/geoatlas/text.jsp?Page=2>

звеном Внутренней Меланезийской дуги. В строении острова, длиной в 800 и шириной ~70 км, различают три комплекса [7].

Нижний из них, автохтонный, включает в своем основании метаморфический комплекс предположительно среднепалеозойского возраста, образованный по терригенным и вулканогенным породам и несогласно перекрытый пермскими вулканитами, от основных до кислых, и далее триасовыми и юрскими породами, терригенными и слабоугленосными на юго-западном хребте и вулканогенно-обломочными в Центральном хребте острова. Эти отложения в конце юры – начале мела испытали интенсивные деформации с образованием изоклинальных складок северо-восточной vergentности и в Главном хребте – метаморфизм высоких давлений. Этот комплекс можно считать складчатым основанием Новокаледонского микроконтинента. Он перекрыт маломощным паралическим угленосным комплексом верхнего мела, кремнисто-карбонатным – нижнего палеогена и среднеэоценовым флишем.

На этот автохтон в Центральном хребте Новой Каледонии надвинут с северо-востока второй комплекс, состоящий из интенсивно дислоцированных и метаморфизованных в зеленосланцевой, амфиболитовой или глаукофановой фациях граувакк, сланцев и базальтов верхнего мела – нижнего палеогена, вмещающих интрузии диоритов. Возраст метаморфизма данного комплекса – средний–поздний эоцен.

Образования двух предыдущих комплексов тектонически перекрыты мощным офиолитовым покровом. Возраст офиолитов определяется как позднемеловой-раннепалеогеновый, а возраст его надвигания – как позднеэоценовый-раннеолигоценовый [7].

Вполне возможны параллели между “вторым” комплексом Новой Каледонии и геологическим окружением о-ва Мотукокако.

Дальнейшим продолжением этой же зоны обдукции на северо-запад является о-в *Новая Гвинея*. Параавтохтоном здесь выступает продолжение Тасманского палеозойского складчатого пояса. Оно представлено среднепалеозойским метаморфическим комплексом, несогласно перекрытым верхнепалеозойской паралической терригенной формацией и прорванными гранитоидами пермско-триасового возраста. Палеозойский комплекс местами перекрыт маломощным осадочным чехлом, который к северу, в южных предгорьях Главного хребта острова, резко возрастает в мощности, но остается сложенным мелководно-морскими мелкообломочными отложениями.

В Центральной, высокогорной, зоне острова развиты глубокоководные терригенные отложения мела и нижнего палеогена, образованные, очевидно, в условиях континентального склона и подножья. Среди них отмечаются базальты и вулканиты среднего состава. Все эти образования метаморфизованы в зеленосланцевой, но отчасти и амфиболитовой, и глаукофановой фациях; имеются и эклогиты. Деформации и метаморфизм начались здесь в позднем эоцене и продолжались до середины миоцена. Выходы подобных же метаморфитов продолжаются на п-ове Папуа, а северо-восточнее на островах Д’ Антраксто и Луизиада [7].

В северо-восточной части п-ова Папуа этот метаморфический комплекс тектонически перекрывается обдущированным на него со стороны Соломонова моря мощным офиолитовым покровом. По мощности, достигающей 12–16 км, цельности и полноте разреза офиолитовой ассоциации это один из лучших объектов такого рода в мире, наряду с оманским и кипрским. Папуанский офиолитовый покров прорван раннеэоценовыми тоналитами и перекрыт среднеэоценовыми андезитами и их пирокластами.

Северо-западное продолжение Папуанского офиолитового пояса прослеживается вдоль северо-восточного побережья Новой Гвинеи до п-ова Фогелкоп и архипелага Хальмахера (Индонезия).

Вдоль самого берега и на прилегающих островах простирается наложенная на офиолитовый пояс зона миоцен-четвертичного известково-щелочного вулканизма. Другой вулкано-плутонический пояс того же возраста наложен в основном на Центрально-Новогвинейскую зону [7].

Таким образом, во всей Внутренней Меланезийской дуге проявились близкие по возрасту, но не строго одновременные эоцен-олигоценые обдукционные события. При этом обдукционные движения во всех случаях были направлены в юго-западном направлении.

Обдукция привела к выходу на земную поверхность фрагментов земной коры окраинных морей Меланезии – Южно-Фиджийской котловины на Северном острове Новой Зеландии и в Новой Каледонии, Соломонова моря на п-ове Папуа острова Новая Гвинея, Новогвинейского моря на остальной части Новой Гвинеи.

Возникновение такой протяженной зоны обдукционного строения, возможно, связано с уникальной особенностью взаимодействия крупных литосферных плит в регионе. Тихоокеанская океаническая плита движется на северо-запад, в то время как Австралийская (с Внутренней

и Внешней Меланезийскими дугами) – на северо-восток (см. рисунок). Относительные движения плит здесь не являются строго конвергентными, транзитными или дивергентными, как в классических вариантах теории литосферных плит.

“Поперечность” движений плит свидетельствует об аналогичной “поперечности” потоков мантийного вещества, что неизбежно порождает турбулентные “завихрения” на сопряжении таких потоков. Следствием этого можно считать не только “косую” субдукцию в желобе Тонга-Кермадек (см. рисунок), но и вихреобразные изгибы островных дуг (Тонга, Фиджи, Вануату), и появление в регионе зон “рассеянного спрединга” и “пулл-апарт-бассейнов” (современные Северо-Фиджийская котловина, бассейн Вудларк и более древние).

Таким образом, в регионе реализованы весьма разнообразные геодинамические обстановки, связанные с зонами глубоководных рифтовых зон и трансформных разломов спрединговых окраинных морей [8]. Такие зоны А.А. Ковалев считает благоприятными для образования скарноидных стратиформных залежей [2]. Обдукционные процессы перемещают сформированные глубоководные залежи к земной поверхности и делают доступными для наблюдения и возможной промышленной отработки.

Выводы и перспективы дальнейших исследований. Геотектоническая обстановка, в которой располагается вольфрамовое проявление о-ва Мотукокако, протягивается на 1900 км по подводному хребту Норфолк до Новой Каледонии, и после перерыва в северной части Тасманова моря – еще на 2500 км прослеживается вдоль осевой части Новой Гвинеи. Такой масштаб развития процесса может свидетельствовать о наличии крупного вольфрамоносного рудного пояса в данном регионе. Это предположение, несомненно, нуждается в проверке.

1. *Ковалев А.А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии / А.А. Ковалев. – [2-е изд., дополн.]. – М.: Недра, 1985. – 223 с.
2. *Ковалев А.А.* Новая парадигма металлогении / А.А. Ковалев. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2010. – 248 с.
3. *Ковалев А.А.* Океаническая кора – источник крупных скоплений рудных полезных ископаемых (некоторые вопросы рудообразования) / А.А. Ковалев // Жизнь Земли. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – С. 108–115.
4. *Ковалев А.А.* Концепция об эксгаляционном и эксгаляционно-осадочном образовании скарноидных месторождений вольфрама, молибдена и олова (на примере Тырныауза) / А.А. Ковалев // Изв. РАЕН. Секц. наук о Земле. – 2001. – Вып. 6. – С. 43–50.

5. Ковалев А.А. Первое открытое с помощью интернета вольфрамовое месторождение у побережья Новой Зеландии / А.А. Ковалев // Геологическое изучение и использование недр: информ. сб. – М.: Геоинформмарк, 2000. – С. 16–21.
6. *Geological map of New Zealand. Sheet 1 – North Cape* / [D. Kear, R.F. Hay] – 1 : 250 000. – New Zealand Geol. Survey, 1960.
7. Тихоокеанская окраина Австралии. Меланезия. – <http://tektokont.ru/205/>.
8. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез / Е.П. Дубинин, С.А. Ушаков. – М.: ГЕОС, 2001. – 293 с.

Про структурну позицію рідкометального зруденіння на Північному острові (Нова Зеландія) О.О. Ковальов, С.В. Горяйнов

Проаналізовано структурно-тектонічне положення скарноїдного прояву вольфраму на о-ві Мотукокако біля Північного острова Нової Зеландії. Припущено його можливу подібність до скарноїдних стратиформних покладів великих вольфрамових родовищ. Показано приуроченість рудопрояву до великої трансрегіональної зони обдукції. Це може свідчити про наявність великого вольфрамоносного рудного поясу у Внутрішній Меланезійській дузі.

Ключові слова: Нова Зеландія, океанічні скарноїди, вольфрам.

The structural position of rare-metal mineralization at the Northern island of New Zealand A.A. Kovalev, S.V. Goryainov

The structural-tectonic position of tungsten skarnoid on Motukokako island at Northern island of New Zealand is analysed. The assumption of its probable analogy to skarnoid bodies of large tungsten stratiform deposits is stated. It is shown that this tungsten skarnoid belong to a large trans-regional obduction zone. It can testify to presence of a large tungsten ore belt in the Internal Melanesia arch.

Keywords: New Zealand, oceanic skarnoids, tungsten.