

## Вулкано-плутонические пояса и медно-порфировые системы Новой Гвинеи: обстановки формирования и металлогения

**Аннотация.** Описаны геотектоническая позиция вулкано-плутонических поясов Новой Гвинеи, строение и металлогения принадлежащих им медно-порфировых рудно-магматических систем. На основе анализа существующих палеотектонических построений, петрологического состава рудоносных многофазных интрузивов, возраста слагающих их дифференциатов, вещественного состава руд установлено, что формирование крупнейших в мире Au-(Mo)-Cu- и Au-Cu-порфировых и сопряжённых с ними в объёме единых систем скарновых и эпиптермальных благороднометалльных месторождений, связано со становлением плутоногенных формаций существенно калиевой известково-щелочной и шшонитовой магматических серий окраинно-континентального андезитоидного и более позднего рифтогенного поясов. Показаны различия в комплексной металлогении медно-порфировых систем этих поясов. Рассмотрены факторы, приведшие к возникновению гигантских месторождений.

**Ключевые слова:** вулкано-плутонические пояса, геодинамические обстановки, медно-порфировые месторождения, металлогения, рудно-магматические системы, плутоногенные формации.

ЗВЕЗДОВ ВАДИМ СТАНИСЛАВОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, начальник отдела, zvezdov@tsnigri.ru

КУЛИКОВ ДАНИЛА АЛЕКСЕЕВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, заместитель генерального директора, kulikov@tsnigri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

## Volcano-plutonic belts and porphyry copper systems of New Guinea: Formation environments and metallogeny

V. S. ZVEZDOV, D. A. KULIKOV

Federal State Budgetary Institution "Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals" (FSBI "TSNIGRI"), Moscow

**Annotation** Geotectonic position of the volcano-plutonic belts of New Guinea and the structure and metallogeny of their belonging porphyry copper ore-magmatic systems are described. Based on analysis of the existing paleotectonic concepts, petrological composition of ore-bearing multiphase intrusions, age of their constituent differentiates, and mineral and chemical composition of the ores, it has been established that the formation of the world largest porphyry type Au-(Mo)-Cu and Au-Cu deposits, as well as of their spatially associated skarn and epithermal type precious metal deposits confined to the same single systems, is related to the formation of plutonic magmatic associations of essentially potassium calc-alkaline and shoshonite magmatic series of the continental-marginal andesitic and more later riftogenic belts. Differences in the multicomponent metallogeny of the porphyry copper systems of these belts are shown. The factors that caused the genesis of the giant mineral deposits are considered.

**Key words:** volcano-plutonic belts, geodynamic settings, porphyry copper deposits, metallogeny, ore-magmatic systems, plutonic magmatic associations.

Медно-порфировые месторождения (МПМ) локализованы в рудно-магматических системах (РМС) вулкано-плутонических поясов (ВПП). Петрология и металлогеническая специализация вулкано-плутонических ассоциаций (ВПА) и составляю-

щих их формаций, участвующих в строении этих поясов, предопределяются глубинными «материнскими» магматическими очагами на границе земной коры (ЗК) с астеносферой, «промежуточными» очагами в её верхней части, а также составом

и металлогенной структурно-вещественных комплексов (СВК) фундамента (субстрата) ВПП. От этих факторов в конечном итоге зависят рудно-метасоматическая зональность и вещественный состав руд месторождений медно-порфирирового семейства, а также сочетания (наборы) «сопряжённых» с ними (генетически связанных с едиными магматическими очагами) месторождений других рудно-формационных типов (РФТ).

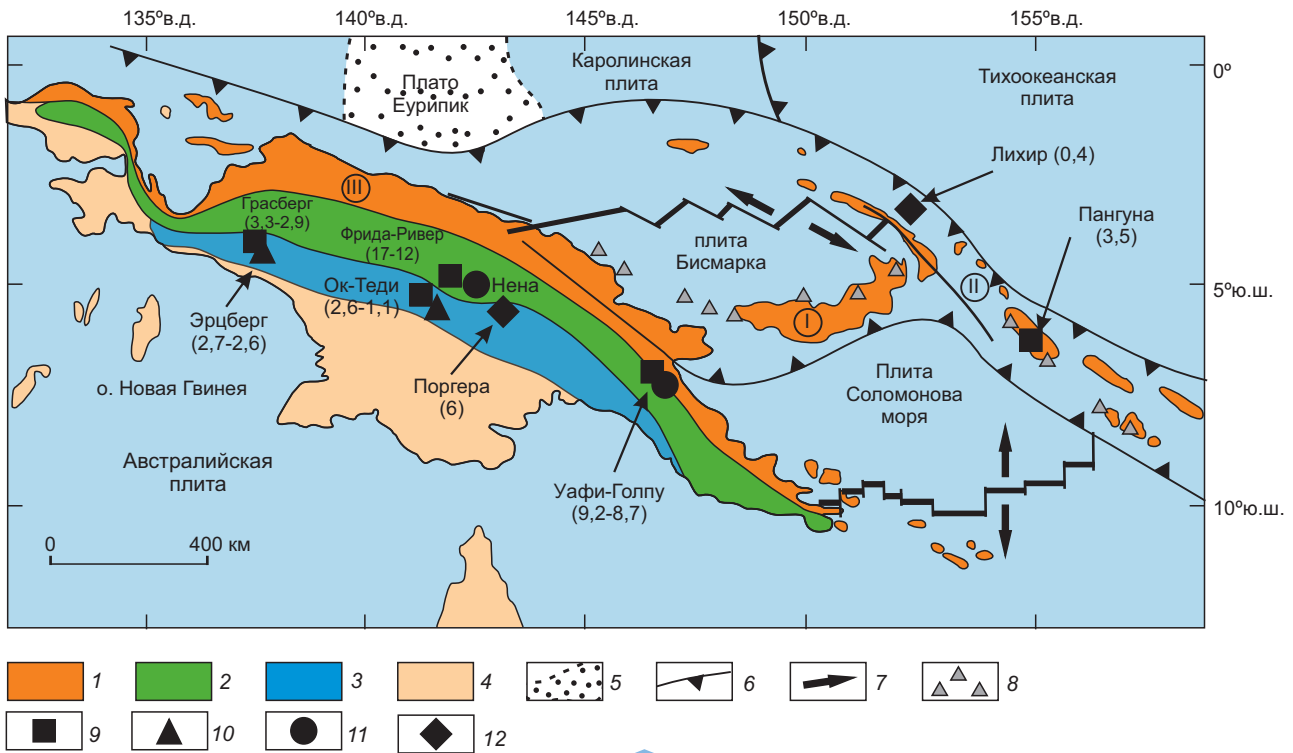
Геотектонические обстановки формирования ВПП с МПМ в глобальных геоструктурах – островодужных, окраинно-континентальных (кордильерского и андийского типов), внутриконтинентальных коллизионных орогенно-складчатых и рифтовых поздне- и постколлизионных – рассмотрены в работах многих отечественных и зарубежных исследователей. Описание комплексных медно-порфирировых рудно-магматических систем (КМП РМС) евразийских островодужных базальтоидных поясов, а также андезитовидных ВПП, в объёме которых кроме «сопряжённых» месторождений присутствуют «древние» – фундамента поясов и «наложенные» – более поздних этапов развития последних, приведено в недавних публикациях [4, 10, 11]. В предлагаемой статье представлены материалы по кайнозойским ВПП Новогвинейской металлогенической провинции, сформированным субдукционно-аккреционными, сопряжёнными орогенно-активизационными и более поздними коллизионными тектоно-магматическими процессами. Изучение этих «молодых» поясов и принадлежащих им КМП РМС со всем набором сохранившихся элементов строения, которые на мезозойских и особенно палеозойских и докембрийских объектах в значительной мере подверглись более поздним преобразованиям и эрозии, необходимо для совершенствования геолого-генетических моделей медно-порфирировых и сопряжённых с ними рудных месторождений, а также построенных на их основе прогнозно-поисковых моделей рудных районов (узлов) и полей.

Рядом исследователей [15, 45 и др.] ВПП выше-названной провинции наряду с поясами Тибетской (КНР), Центрально-Азиатской (Иран, Пакистан), Бассейнов и Хребтов (США), Малокавказской (Армения), Восточно-Забайкальской, Уральской и Сихотэ-Алиньской (Россия) провинций отнесены к внутриконтинентальным рифтогенным. Механизм возникновения и магматизм таких ВПП рассмотрены в работах М. Н. Зоненшайна, М. И. Кузьмина, В. Е. Хаина, М. Г. Ломизе,

Н. В. Межеловского, Н. В. Короновского, Л. И. Деминой, Д. Муллера, Д. Гровса, С. Лудингтона, З. Хоу, Н. Кука и других исследователей. Формирование расположенных в их пределах МПМ Д. Муллером, Д. Гровсом, С. Лудингтоном, Дж. Хронски, С. Г. Соловьевым и др. связывается в основном с шошонитовым и, в меньшей мере, с высококалийным известково-щелочным магматизмом поздне- и постколлизионных стадий развития орогенно-складчатых поясов. Следует, однако, отметить, что по данным А. И. Кривцова, О. В. Мининой, И. Ф. Мигачёва, А. В. Андреева и др., в уральских андезитовидных рифтогенных ВПП – Ивдельско-Красноурьинском, Валерьяновском, Увельско-Еленовском – медно-порфирировое оруденение сопряжено с ВПА К-На профиля, а в Новогвинейской провинции, судя по публикациям, не все порфирировые месторождения генетически связаны с шошонитовым магматизмом.

В этой металлогенической провинции сосредоточены крупнейшие в мире Au-(Mo)-Cu- и Au-Cu-порфирировые месторождения с запасами меди в миллионы–десятки миллионов т и золота – в сотни–тысячи т: в западной, индонезийской, части острова – Грасберг с серией сопряжённых с ним Au-Cu-скарновых месторождений горно-рудного района Эрцберг, в восточной – в Папуа – Новая Гвинея: Ок-Теди, существенная доля запасов которого также локализована в сульфидно-магнетитовых залежах в скарнированных известняках; Фрида-Ривер и Голпу с сопряжёнными эпитегрмальными золоторудными месторождениями Нена и Уафи типа «высокой (HS) и средней (IS) сульфидизации». Названные порфирировые объекты характеризуются исключительно высокими (для МПМ) содержаниями Cu – от 0,8 до 3 % (в среднем не менее 1 %) и Au – от 0,2 до 5 г/т (1,0–2,0 г/т) при низких содержаниях Mo – от 0,004 до 0,01 % (лишь на Уафи-Голпу оно достигает 0,09 %). Вместе названные порфирировые, скарновые и эпитегрмальные месторождения входят в состав крупных КМП РМС.

В Новогвинейской провинции, охватывающей северную и центральную (осевую) части острова, разными авторами [22, 24, 25, 29, 33, 61 и др.] выделяются до 32 тектоно-стратиграфических террейнов, из которых примерно половина континентального происхождения, а другая (присоединённая к северной окраине Австралийского кратона) – океанического. Они могут быть «объединены» в три крупных террейна – структурно-



**Рис. 1. Тектоническая схема о. Новая Гвинея с Au-(Mo)-Cu-, Au-Cu-порфировыми, Au-Cu-скарновыми и эпитеpмальными Au-Cu и Au-Ag-рудными месторождениями.** Составлена по материалам Дж. Дьюи и Дж. Бёрда [24], Д. Доу [25], К. Хилла и др. [33], Б. Сапие и М. Клооса [57]. Изотопная датировка возрастов (млн лет) магматических комплексов и связанного с ними оруденения [41, 42, 50, 52]:

1 – островные дуги: I – Новобританская, II – Соломонова, III – Новогвинейская, аккрецированная к континентальной окраине; 2 – Мобильный пояс; 3 – зона смятия (складчато-надвиговых деформаций); 4 – Австралийская платформа; 5 – океаническое плато Еурипик; 6 – зоны субдукции (океанические желоба); 7 – направления дрейфа литосферных плит; 8 – активные вулканы; 9–12 – крупные и сверхкрупные месторождения: 9 – Au-(Mo)-Cu- и Au-Cu-порфировые, 10 – Au-Cu-скарновые, 11–12 – Au-Cu и Au-Ag-рудные: 11 – HS и IS типа, 12 – LS типа

формационные зоны (СФЗ) (с севера на юг): аккрецированной островной дуги, Мобильного метаморфического пояса и Папуасского пояса складчато-надвиговых деформаций, которые могут рассматриваться как металлогенические зоны этой провинции (рис. 1).

Известные на сегодняшний день КМП РМС с порфировыми и сопряжёнными с ними скарновыми и эпитеpмальными месторождениями меди и золота расположены во второй (Уафи-Голпу, Фрида-Ривер – Нена) и третьей (Грасберг–Эрцберг, Ок-Теди) зонах, где распространены магматические комплексы двух ВПП – миоценового (дуга Маримуни – 20–9 млн лет) и позднемиоцен-плейстоценового (7 млн лет–н/в). Эти пояса возникли в результате сложных геодинамических и магматических процессов, сопровождаю-

щих столкновение Каролинской и Тихоокеанской литосферных плит с Австралийской.

В юрское время северная оконечность платформ испытала рифтогенез вдоль серии протяжённых дуговых глубинных и перпендикулярных к ним коровых трансформных разломов. В позднем мелу началась пологая субдукция Каролинской океанической плиты под Австралийскую континентальную, продлившаяся, предположительно, до миоцена. В эоцене (~ 40–30 млн лет назад) образовалась Новогвинейская островная дуга. В олигоцене произошло её столкновение с северным выступом кратона, которое при направленном на юг сжатии распространялось вплоть до среднего миоцена на восток с аккрецией островодужных СВК к платформенным. Юрские и позднемеловые–среднемиоценовые

терригенные и карбонатные отложения платформенного чехла были смяты и подверглись метаморфизму [23, 26, 55]. Сформировался Мобильный метаморфический пояс. Продолжительное сжатие в раннем миоцене привело к образованию сутуры с надвигом островодужных террейнов на кратон и возникновению прогиба, ограниченного трансформными разломами, с накоплением шельфовых карбонатных формаций – Новогвинейской на западе и Дарай на востоке острова (рис. 2). В этот же период (от 20–9 млн лет назад) образовалась магматическая дуга Мариумни, которая по геотектоническому положению и петрологии слагающих вулканических и плутонических формаций, в основном высоко калиевой известково-щелочной серии, представляет собой андезитовидный окраинно-континентальный (орогенно-активизационный) ВПП, протягивающийся с ЮВ на СЗ о. Новая Гвинея субпараллельно аккрецированному Новогвинейскому базальтоидному островодужному.

Приблизительно с 12 млн лет назад тренд сжимающих тектонических напряжений сменился на западный. С позднего миоцена по настоящее время в результате дрейфа Тихоокеанской литосферной плиты террейны аккрецированной островной дуги и Мобильного пояса по системам активизированных внутридуговых и трансформных разломов надвигаются на окраину платформы; формируются пояс складчато-надвиговых деформаций и задуговой бассейн, отделяющий о. Папуа – Новая Гвинея от Австралийского континента.

В интервале 3,6–0,7 млн лет складчато-надвиговый пояс испытал быстрое поднятие (орогенез) с последующей сменой режима сжатия растяжением на позднеколлизивной стадии развития. В этот период ослабления конвергенции и ускорения движения по трансконтинентальному разлому (надвига с левосторонним сдвигом) [32] возникли рифты; проявился существенно калиевый (шошонитовый) магматизм [19, 26 и др.]. В результате сформировался ВПП с плиоцен-плей-

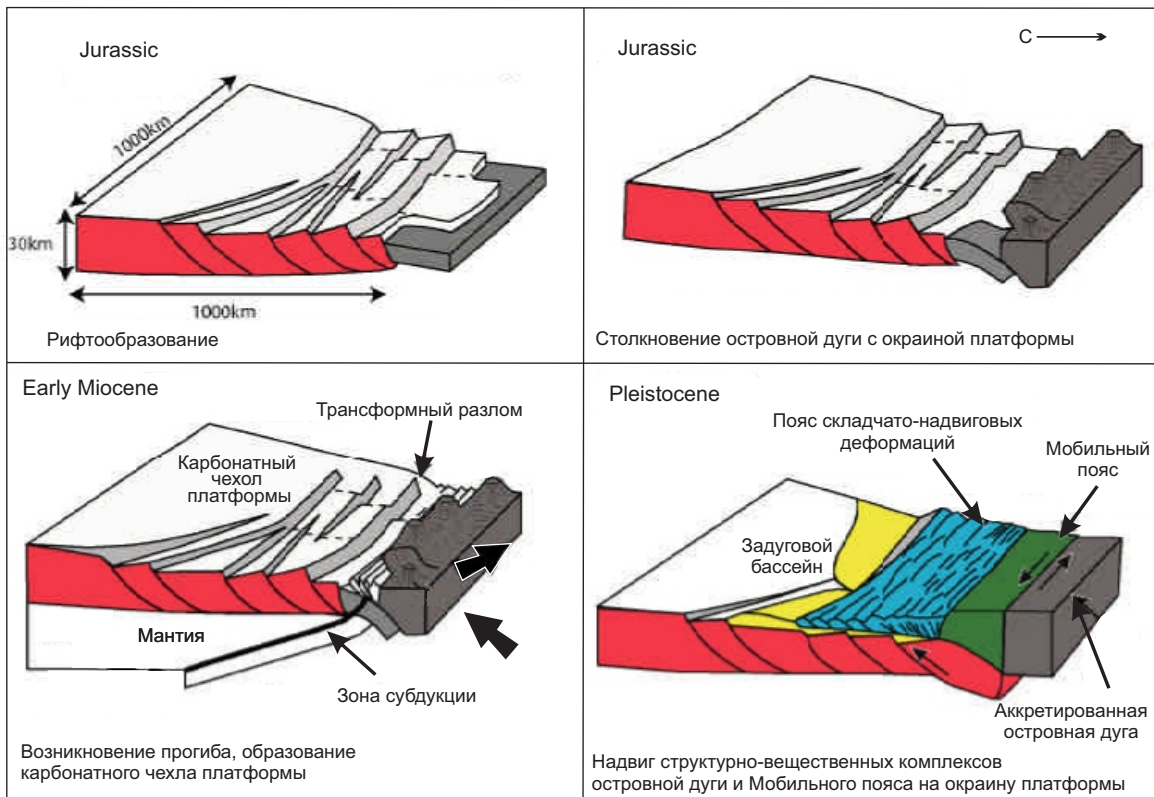


Рис. 2. Стадии тектонического развития северной окраины Австралийского кратона. По [24, 25, 33, 29], объяснения в тексте

стоценовыми плутонами и комагматичными вулканитами, который вместе с предшествующими миоценовыми вулканогенными и плутоногенными формациями Мобильного пояса, а также вмещающими в различной степени метаморфизованными мезозойскими окраинно-континентальными карбонатно-терригенными отложениями, образует Центральный горный хребет, протягивающийся по осевой части о. Новая Гвинея в З-СЗ направлении. Южнее находится предгорный прогиб, где обнажены палеозойские гранитно-метаморфические комплексы фундамента Австралийской платформы.

Т. МакМахоном [43, 44], Т. Муллером и Д. Гровсом [45], Дж. Хронски с соавторами [34], С.Г. Соловьевым [15] и др. исследователями формирования Au-(Mo)-Cu- и Au-Cu-порфировых и сопряжённых с ними в объёме единых РМС Au-Cu-скарновых и эпитермальных благороднометалльных месторождений Новогвинейской провинции связывается в основном с шошонитовым магматизмом позднеколлизийного периода эволюции рассмотренной орогенно-складчатой области, когда режим коллизийного сжатия сменился растяжением, сопровождаемым локальным рифтогенезом. Главным источником рудоносных магм считается верхняя мантия, в виде диапиров достигавшая подошвы литосферы и даже проникавшая в её нижний слой через разрывы сплошности, которые возникали при замедлении или полной остановке субдуцируемой плиты и деляминации континентальной ЗК. Примечательно, что самые ранние фазы интрузивных массивов на гигантских месторождениях Грасберг и Ок-Теди, представленные габбро и диоритами, отнесены упомянутыми авторами к «предшествующей» известково-щелочной серии, а наблюдаемое повышение калиевой щелочности пород последующих фаз, относимых к шошонитовой серии, объясняется эволюцией единых глубинных магматических очагов с периферийными очагами-сателлитами. При этом главным условием генерации металлоносных флюидов считается появление шошонитовых магм.

Рассмотрим более подробно, так ли это с привлечением данных публикаций А. И. Кривцова, И. Ф. Мигачёва, В. С. Попова, Р. Пэджа, М. Ринни, П. Полларда, К. Лейса и других исследователей [6, 8, 38, 47, 49, 50, 55]. Проанализируем также, какие геологические факторы могли привести к образованию столь крупных порфировых объектов Новогвинейской провинции.

*КМП РМС Уафи-Голпу* выделена на востоке миоценового андезитоидного ВПП – дуги Мариуни (регион Маркхэм) вблизи границы Мобильного метаморфического пояса с Новогвинейским аккрецированным островодужным террейном. Она включает в себя крупнейшие Au-(Mo)-Cu-порфировое месторождение Голпу, находящееся непосредственно над ним (и «наложенное» на порфировое), эпитермальное золото-серебряное Уафи, а также расположенное в 1,5 км к северо-западу небольшое порфировое месторождение Намбонга. В большинстве публикаций объект фигурирует под названием «Wafi-Golpu». Система обладает вертикальной рудно-формационной зональностью, в то время как большинство КМП РМС с крупными и гигантскими порфировыми и сопряжёнными благороднометалльными объектами (Багио, Манкайян (Лепанто-FSE) (Филлипины), Бату Хайджау, Тумпангпиту (Индонезия), Фрида-Ривер – Нена (Папуа – Новая Гвинея), Баимская (Россия), Алмалыкская (Узбекистан), Речк – Лахоца (Венгрия), Бингхэм Каньон (США) и др.) обладают латеральной либо латерально-вертикальной (концентрической) зональностью. Комплексные РМС типа «интрузив под вулканом» с вертикальной зональностью в большинстве своём вмещают лишь рядовые и мелкие месторождения.

РМС детально описана М. Ринни и др. [55] на основе проведённых минералого-петрографических и изотопно-геохимических исследований с датировкой возрастов интрузивных комплексов (U-Pb методом по цирконам), руд (Re-Os методом по молибдениту) и метасоматитов (Ar-Ar методом по биотиту, мусковиту, алуниту). Она выделена в северо-западной части района Маркхэм, сложенного метаосадочными, карбонатно-терригенными, вулканическими и вулканокластическими породами формаций Оуэн Стэнли, Омаура и Лингимар олигоцен-миоценового возраста, которые прорваны миоценовыми гранитоидами K-Na и высококалиевой известково-щелочных серий: гранодиоритами комплекса Моробе (~ 12 млн лет) с порфировой фазой Идай, диоритами комплекса Намбонга (10,3–9,9 млн лет), диоритами и кварцевыми диоритами двух фаз внедрения продуктивного на Au-Cu-порфировые руды комплекса Голпу (~ 9,0–8,8 млн лет). Наиболее поздними являются полимиктовые брекчии диатремы Уафи (8,7 млн лет) с близодновременным эпитермальным Au-Cu и Au-Ag оруденением HS и IS типов (рис. 3).

Месторождение Уафи-Голпу с запасами и ресурсами, равноценными категории  $P_1$  (inferred mineral resources) по состоянию на 30.06.2021 г. [46]: Cu – 4,3 млн т (при ср. сод. 1,0 %), Mo – 37000 т (0,09 %), Au – 403 т (1,58 г/т по Уафи и 0,70 г/т по Голпу), Ag – 17 000 т (1,3 г/т), сопря-

жено со штоком (> 500 м в поперечнике) диоритов и кварцевых диоритов I и II (главной) стадий (порфириовидных, порфириовых) комплекса Голпу. Шток вытянут в север-северо-восточном направлении; на верхних гипсометрических уровнях расщепляется на серию маломощных даек.

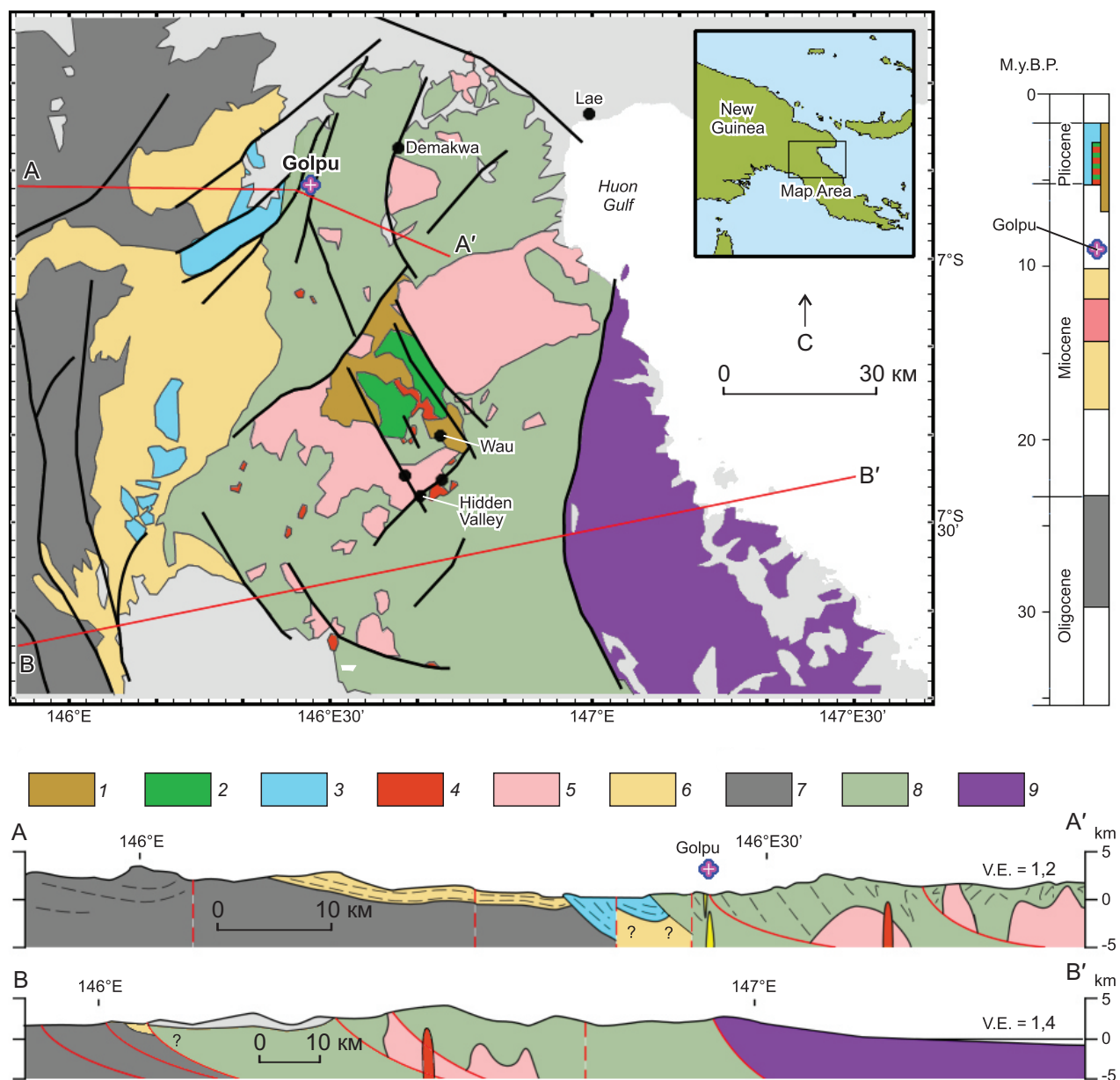


Рис. 3. Геологическая карта и разрезы региона Маркхэм в Папуа – Новой Гвинее. На вставке сверху справа показано местоположение района на карте страны. По М. Ринни с соавторами [55]:

1 – песчаники и известняки Отибанда; 2 – дациты и андезиты Булоло; 3 – конгломераты Бабуаф; 4 – порфиры Эдай; 5 – гранодиориты Мороби; 6 – вулканические и вулcano-кластические породы, известняки Лангимар; 7 – сланцы и граувакки Омаура; 8 – метаосадочные породы Оуэн Стэнли; 9 – офиолиты Папуан

В свою очередь, он рассечён брекчиевой трубкой Уафи, с которой связано образование расширяющейся кверху зоны аргиллизитовых изменений с Au-Ag жильным оруденением, наложенным на порфиоровое (рис. 4). Возрастной интервал возникновения рудной минерализации (от порфиоровой до завершающей эпитермальной включительно), по данным изотопного датирования, оценивается в 220–120 тыс. лет; период отложения основного объёма порфиоровых руд –  $8,76 \pm 0,02$ – $8,73 \pm 0,01$  млн лет.

В статье [55] с петрографическим описанием выделенных разновидностей диоритов рудоносного комплекса Голпу, таблицами их химического состава и серией диаграмм –  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ ,  $\text{Or}-\text{Qtz}-\text{Ab} + \text{An}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Th}/\text{Co}$  (рис. 5) – все они отнесены к калиевой известково-щелочной серии. В них почти нет ортоклаза; в порфиоровых вкрапленниках и основной массе – плагиоклаз, биотит, кварц, роговая обманка. По минеральному составу это диориты, кварцевые диориты (преобладают), вплоть до тоналитов.

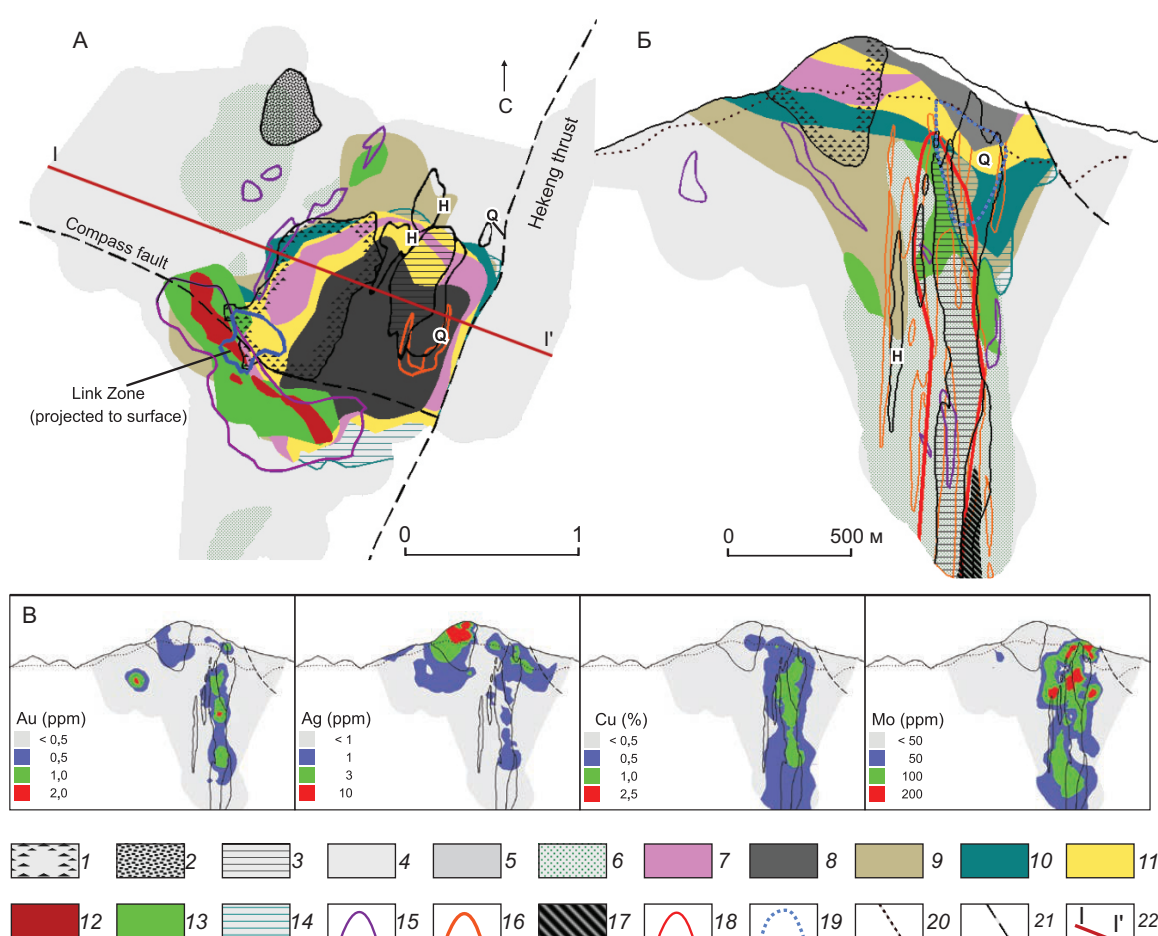


Рис. 4. Месторождение Уафи-Голпу: А – геологический план, Б – разрез, В – распределение концентраций Au, Ag, Cu и Mo в рудном теле. По М. Ринни с соавторами [55]:

магматические породы ( $N_1$ ): 1 – полимиктовые брекчии диатремы Уафи, 2 – диориты Намбонга, 3 – диориты Голпу стадии II, 4 – диориты Голпу стадии I порфиоровидные: Q – кварцевые, H – роговообманковые; 5 – метаосадочные отложения формации Оуэн Стэнли ( $K_1$ ); метасоматиты: 6 – биотитовые, 7 – пиррофиллитовые, 8 – кварц-алунитовые, 9 – мусковит ± иллитовые, 10 – каолинит ± диккитовые, 11 – алунитовые, 12 – галлузитовые, 13 – смектитовые (с жилами); ареалы развития жил и прожилков: 14 – каолинит-диккитовые, 15 – карбонатные, 16 – сульфидно-кварцевые > 20 об.%, 17 – ангидритовые; 18 – халькопирит > 3 об.%; 19 – ковеллиновая минерализация; 20 – граница зоны окисления; 21 – прослеженные разломы; 22 – линия разреза

Вместе с тем по нескольким пробам отмечается повышенное содержание калия (содержание  $K_2O$  – от 2,3 до 4,0 %), соответствующее сиенито-диоритам (монцодиоритам), что, по-видимому, связано с значительным количеством биотита (от 10 до 30 %) как первичного, так и вторичного, замещающего роговую обманку, и присутствием КПШ в виде кайм развитого по плагиоклазу. Плагиоклаз-роговообманковые порфириновые диориты штока Намбонга, предшествующие образованию диоритов и кварцевых диоритов комплекса Голпу и вмещающие небольшое одноименное месторождение того же Au-(Mo)-Cu-порфирирового типа, по составу могут быть отнесены к K-Na известково-щелочной серии.

Рудно-метасоматическая зональность месторождения Уафи-Голпу в целом соответствует «монцонитовой» модели Дж. Лоуэлла и Дж. Джилберта [39] и выражена сменой от центра к периферии и верхним частям системы биотит-калишпатовой зоны филлизитовой и пропилитовой, но на верхних горизонтах объекта она существенным образом затушёвана наложенными аргиллизитами, вмещающими Au-Cu и Au-Ag руды HS и IS типов (см. рис. 4).

Выделены четыре стадии минералообразования. К *самой ранней* отнесена биотитизация диоритов стадии I комплекса Голпу с рассеянной халькопирит-пирит-молибденит-магнетитовой вкрапленностью и кварцевыми прожилками (с пиритом и молибденитом). Последующая *главная стадия*, связанная со становлением порфирирового штока стадии II комплекса Голпу, разделена на три подстадии, в течение которых образовались биотит-ортоклазовые метасоматиты с сульфидно-кварцевым штокверком, сложенным многочисленными генерациями рудных прожилков с сопровождающей вкрапленностью рудных минералов (пирит, халькопирит, борнит, молибденит, магнетит, гематит, самородное Au и др.). В этом штокверке заключены основные запасы порфирирового месторождения Голпу. В корневой части системы установлены ангидритовые жилы. Во вмещающих метасадочных отложениях формаций Оуэн Стэнли развита пропилитизация (актинолит, эпидот, хлорит, пирит, карбонаты). К *поздней (третьей) стадии* формирования объекта (завершающая стадия становления рудоносного диоритового комплекса Голпу и ранняя – диатремы Уафи) отнесены метасоматиты филлизитовой зоны (мусковит, иллит, кварц, серицит, пирит, аль-

бит, каолинит) с морфологией перевернутого конуса.

К *четвёртой* стадии формирования КПМ РМС – периода гидротермальной активности, связанной с брекчиевой трубкой Уафи, отнесён период (около 100–50 тыс. лет), в течение которого образовались полого залегающая аргиллизитовая «шляпа», вмещающая одноименное эпитегрмальное золото-серебряное месторождение. В её объёме выделены кварц-алунитовая, алунитовая, пиррофилитовая, каолинит-диккитовая, хлорит-монтмориллитовая, хлорит-сметитовая и др. фации аргиллизитов, вмещающих Au-Ag-полисульфидно-кварцевую жильно-прожилковую минерализацию – от алунитсодержащей HS типа с пиритом, ковеллином, энаргитом, теннантитом, борнитом, халькопиритом, самородным Au до адулярсодержащей IS типа с пиритом, сфалеритом, галенитом, родохрозитом, самородным Au.

Таким образом, описанная система Уафи-Голпу сложена диоритами и кварцевыми диоритами (порфириновыми и порфирированными) нескольких фаз внедрения, являющихся дифференциатами рудоносной существенно калиевой известково-щелочной, а не шошонитовой серии. Локализованное в её объёме Au-(Mo)-Cu-порфирировое и сопряжённое эпитегрмальное Au-Ag-полисульфидное рудообразование генетически связано с единым рудно-магматическим очагом. В сравнении с другими порфириновыми месторождениями-гигантами Новогвинейской провинции Уафи-Голпу выделяется на порядок большим содержанием Mo (в среднем 0,09 %) в рудах, что может свидетельствовать об участии в рудогенезе коровых расплавов наряду с мантийными, что характерно для андезитовых окраинно-континентальных поясов. Скарновая минерализация на этом объекте не проявлена, так как во вмещающих рудоносный интрузив терригенных отложениях карбонатных пород нет.

Подобное сочетание РФТ установлено и для **КПМ РМС Фрида-Ривер – Нена**, расположенной северо-западнее в том же миоценовом ВПП – в центральной части Мобильного пояса, в 90 км к северо-востоку от действующего медного рудника Ок-Теди. В пределах одноименного рудного района, эквивалентного этой системе, находятся Au-(Mo)-Cu-порфирировое месторождение Фрида-Ривер с запасами и прогнозными ресурсами, равноценными категории  $P_1$  [59]: Cu – 5,52 млн т (при ср. сод. 0,52 %), Mo – 42 400 т (0,011), Au – 329 т (0,31 г/т), Ag – 1272 т (1,9 г/т) и находящееся

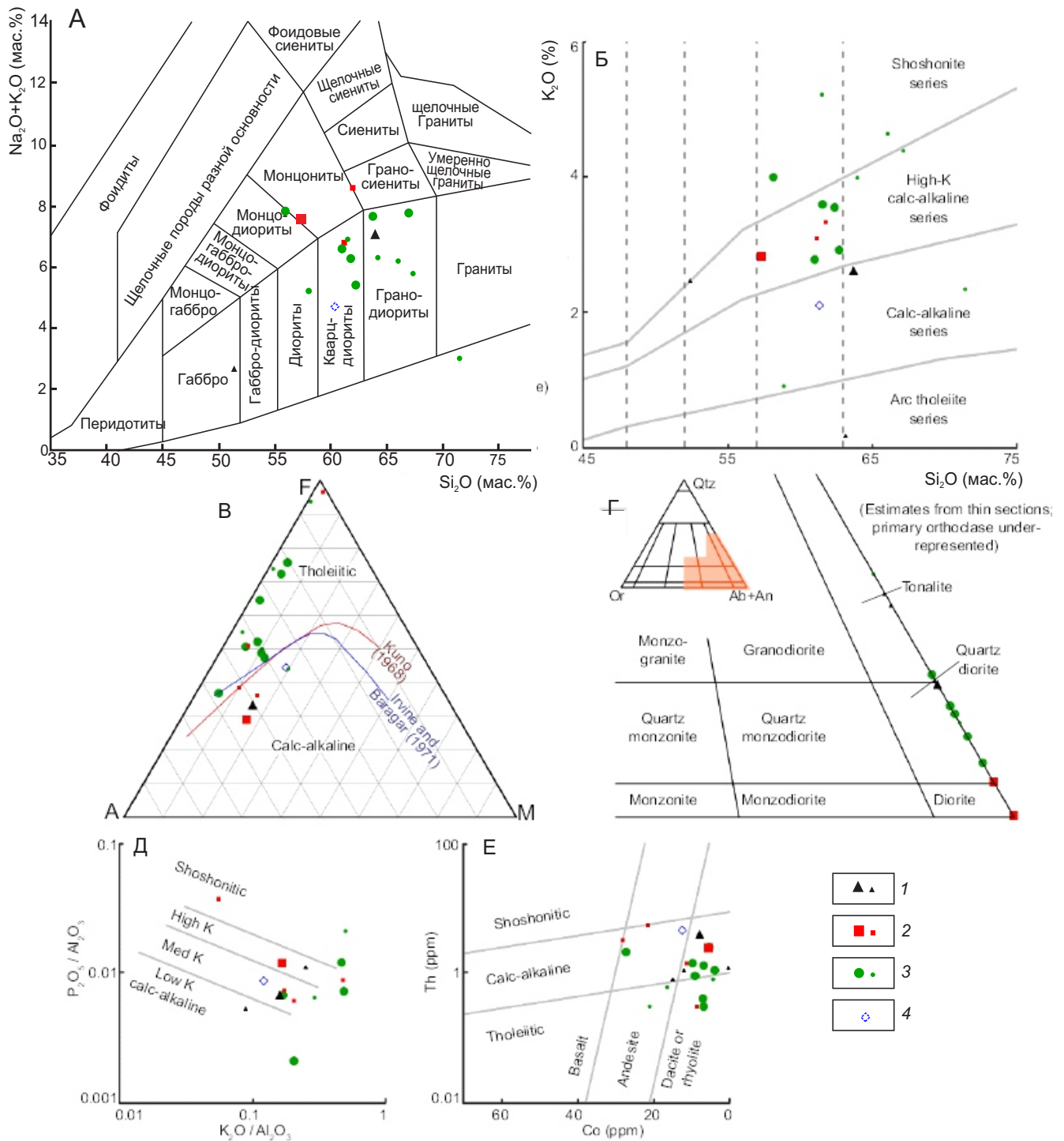


Рис. 5. Диаграммы минерального и петрохимического состава интрузивного комплекса Голпу и андезитов комплекса Хекенг, по [55] с изменениями:

A –  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  vs.  $\text{SiO}_2$ ; Б –  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ ; В – AFM, где A =  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , F = FeO, M = MgO; Г – нормативного состава: кварц – ортоклаз – плагиоклаз; Д –  $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ; Е – Th vs. Co; интрузивные фазы комплекса Голпу: 1 – кварц-плагиоклазовые порфировидные диориты стадии I, 2 – плагиоклаз-роговообманковые порфировидные диориты стадии I; 3 – плагиоклаз-роговообманковые порфировидные диориты стадии II, 4 – андезиты комплекса Хекенг; крупными символами обозначены данные по наименее изменённым разностям пород

к северо-западу в 5 км золоторудное месторождение HS типа Нена.

РМС представляет собой глубоко эродированный миоценовый стратовулкан размером  $15 \times 7$  км, сложенный андезитовыми лавами (алунитизированными и пиритизированными), а также экзрузивными, пирокластическими и вулканокластическими фациями комплекса Уогамуш, которые прорваны комагматичными гранитоидами магматического комплекса Фрида-Ривер. На севере эта структура срезана глубинным разломом Фрида запад-северо-западного направления, являющимся одним из крупных сбросов, протягивающихся вдоль Центрального хребта о. Новая Гвинея.

Золото-медная прожилково-вкрапленная минерализация приурочена к контактам выступов-апофиз вытянутого в СВ направлении многофазного интрузивного массива ( $12 \times 2$  км) с вулканогенно-осадочными породами (граувакковыми песчаниками, туфогенными сланцами, конгломератами) комплекса Уогамуш [13]. Выделены пять фаз внедрения: диоритовые порфириды Коки и Фрида, вмещающие основной объём порфирических руд; кварцевые микродиориты и диорит-порфиры Хорс (возраст – 13,6 млн лет), с которыми связано их образование; некки и дайки диоритовых и андезитовых порфиритов Кноб; пострудные дайки трахиандезитов Флимтем.

Выделены три участка месторождения – Хорс-Айваал, Трукай и Коки, сопряжённые с отдельными штоками рудоносной порфирической фазы продуктивного плутогенного комплекса. На этих участках внутренняя биотитовая зона (ранних высокотемпературных К-кремниевых изменений) окружена филлизитовой (кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые с андалузитом метасоматиты), которая, в свою очередь, сменяется пропилиновой с рассеянной пиритизацией («пиритовый» ореол). Главные сульфидные минералы гипогенных руд – пирит и халькопирит; в подчинении – борнит и молибденит, изредка отмечается самородное золото. В зоне вторичного сульфидного обогащения появляются халькозин, ковеллин, малахит, азурит [8].

Период формирования рудного штока и околорудных метасоматитов оценивается в 11,9–11,5 млн лет [31]. Рудовмещающий многофазный интрузив и комагматичные вулканиты среднего состава продуктивной андезит-диоритовой ВПА принадлежат калиевой известково-щелочной се-

рии; лишь пострудные трахиандезитовые дайки могут быть отнесены к шошонитовой.

Находящееся к северо-западу, сопряжённое с порфирическим, эпitherмальное Au-Cu месторождение Нена, локализовано в обширной зоне ( $13 \times 4$  км) аргиллизитов, развитых по вулканитам формации Дебом. Субгоризонтально залегающее золоторудное тело, имеющее сигарообразную форму длиной приблизительно 1200 м и диаметром 300 м, локализовано на пересечении предполагаемого крутопадающего рудоконтролирующего разлома с толщей высокопроницаемых андезитовых лапиллиевых туфов, перекрытых малопроницаемыми андезитовыми лавами. Состав гипогенных Au-Cu руд HS типа: халькопирит, ковеллин, лунзонит, энаргит, лунзонит-энаргит, халькозин, стибнолунзонит, самородное Au. Содержание последнего в рудах около 0,6 г/т [18]. На поверхности в результате выветривания и выщелачивания образовалась оксидная «золотая» шляпа, в которой содержание Au составляет в среднем 1,4 г/т, а все медные минералы выщелочены. Ниже расположена зона вторичного сульфидного обогащения с высоким (уменьшающимся с глубиной) содержанием медных минералов – халькозина и ковеллина [27].

Таким образом, КПП РМС Фрида-Ривер – Нена, также, как и система Уафи-Голпу, генетически связана с дифференциатами габбро-диорит-монцодиоритовой формации высококальциевой известково-щелочной серии андезитовидного окраинно-континентального ВПП (магматической дуги Маримуни). Скарновые руды, как и в РМС Уафи-Голпу, отсутствуют по той же причине – во вмещающих интрузивный массив отложениях карбонатных пород нет.

В более молодых РМС с комплексной металлогенией Грасберг-Эрцберг и Ок-Теди позднемиоцен-плейстоценового ВПП складчато-надвигового пояса Au-Cu-порфирическая минерализация сопряжена с интрузивами шошонитовой серии. Присутствуют также плутоны предшествующей калиевой известково-щелочной серии, с которыми отдельными исследователями связывается более раннее (Mo)-Cu-порфирическое оруденение. Значительная доля запасов и ресурсов порфирических месторождений этих систем сосредоточена в скарновых залежах, поскольку во вмещающих породах существенную долю составляют карбонатные отложения (в основном известняки) платформенного чехла – формаций Новогвинейской и Дарай,

которые отсутствуют на вышеописанных объектах миоценового ВПП Мобильного пояса. В рудах в отличие от вышеописанных объектов андезитовидного ВПП молибдена практически нет.

**КПМ РМС Грасберг-Эрцберг** (площадь около 100 км<sup>2</sup>) выделена в западной части упомянутого пояса. Ей эквивалентен горнорудный район Эрцберг с разведанными и эксплуатируемыми открытым и подземным способами с 1970–1980-х годов сверхкрупным Au-Cu-порфировым (Грасберг), Au-Cu-скарновыми (рудных полей Эрцберг, Восточный Эрцберг, Кусинг Лайэр и др.) и эпитеpmальным золоторудным (Уанагон Голд) месторождениями. По состоянию на 31 декабря 2022 г. их балансовые и забалансовые запасы (measured + + indicated + inferred ore reserves) и прогнозные ресурсы (inferred mineral resources) в сумме составляли [35] 4,877 млрд т руды при ср. сод.: Cu – 1,02 %, Au – 0,63 г/т, Ag – 3,89 г/т; в пересчёте на металлы: Cu – 49,7 млн т, Au – 3072 т, Ag – 18972 т. С учётом добытых с 1972 г. (Cu – 18,2 млн т и Au – 1828 т) сумма первоначальных запасов и ресурсов: Cu – 67,9 млн т, Au – 4900 т (по добыче серебра данных нет), из которых не менее половины приходится на месторождения Грасберг [59]: Cu – 24 млн т (при ср. сод. 0,6 %), Au – 2560 т (0,64 г/т).

В строении РМС участвуют породы андезит-диорит-монцодиоритовой ВПА плиоценового возраста (рисунки 6, 7): диориты (5 разновидностей от порфиоровидных до порфировых), порфиоровидные монцониты и комагматичные андезиты и трахиандезиты комплекса Далам (3,33–3,12 млн лет); кварцевые монцодиориты раннего (3,16 млн лет) и позднего (3,13 млн лет) этапов внедрения (от равномернозернистых до порфиоровидных) с завершающими фазами кварцевых монцодиорит-порфиров комплекса Грасберг – штоки (размерами от 900–500 до 450–250 м) и дайки, слагающие воронкоподобную вулканоинтрузивную структуру (~ 1700 × 2400 м), вмещающую Au-Cu-порфировое месторождение Грасберг; ранние и поздние дайки монцодиоритов комплекса Кали (3,13–3,06) млн лет; диориты, кварцевые монцодиориты, кварцевые монцонит-порфиры (до гранодиорит-порфиров) комплекса Эрцберг (2,7–2,58 млн лет), с массивом которого сопряжены Au-Cu-скарновые залежи вышеназванных рудных полей, а с его дайками – порфировое оруденение. Приведённые по публикациям [38, 41, 42, 50, 52] изотопные возраста интрузивных

комплексов определены по биотиту, мусковиту и флогопиту <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar и <sup>40</sup>K/<sup>40</sup>Ar методами, а Au-Cu-порфирового оруденения месторождения Грасберг (2,9 млн лет) – Re-Os методом по молибдениту.

Смятые в складки меловые карбонатно-терригенные (формации Кембеланган) и кайнозойские карбонатные (Новогвинейской формации) отложения в экзоконтактах многофазных плутонов рудоносной формации интенсивно ороговикованы, скарнированы и мраморизованы. Рудно-метасоматическая зональность месторождения Грасберг соответствует «монцонитовой» модели. В ядерной части (600 × 300 м) системы развиты ранние калишпат-биотит-кварцевые метасоматиты с интенсивной вкрапленностью и прожилками магнетита (не менее 8 об.%). На них частично наложена филлизитовая зона (кольцеобразной в плане формы мощностью до 500 м) с минералами кислотного выщелачивания: серицитом, кварцем, пиритом, каолинитом. Эта зона, в свою очередь, к периферии сменяется пропилитовой (эпидот-хлорит-магнетит-пирит-кальцит) зоной. В экзоконтактах интрузива во вмещающих доломитах отмечаются небольшие залежи магнетитовых скарнов с медью и золотом [15].

С многофазным рудоносным магматизмом, приведшим к формированию описываемой РМС, связано многостадийное рудоотложение, что в целом характерно для систем, вмещающих крупные и сверхкрупные МПМ [7, 9, 12, 58]. На месторождении Грасберг выделены более 30 минеральных ассоциаций; определены основные стадии метасоматоза и рудоотложения. На ранней высокотемпературной калиево-кремниевой стадии образовались калишпат-биотитовые (с остаточным кварцем) метасоматиты со штокверком кварцевых прожилков и жил с магнетитом, молибденитом, более редким борнитом (руды с низкими содержаниями Cu и Au, но повышенными Mo), на средней – кварцевый штокверк, вмещающий основные запасы высокосортных Au-Cu-порфировых руд с преобладанием среди рудных минералов халькопирита (штокверк совмещён в пространстве с зоной развития биотит-калишпатовых изменений и наложенного зелёного серицита), на поздней стадии – кислотного выщелачивания пород возникли кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и прочие фации филлизитовой зоны с прожилково-вкрапленной преимущественно пиритовой (с подчинённым количеством халькопирита) минерализацией [28, 50 и др.]

Штокверк сульфидно-кварцевых прожилков, жил и вкрапленности охватывает шток кварцевых монцодиорит-порфиоров Мэйн Грасберг, имеет овальную в плане форму, по вертикали прослежен до глубины 1800 м. В его объёме выделены *внутреннее «ядро»* с низкими содержаниями

меди, соответствующее позднему дайкообразному телу монцодиоритов комплекса Кали, *промежуточная зона* (кольцеобразная в плане с мощностью 100–150 м с каждой стороны, совпадающая с биотит-калишпатовой зоной) с наиболее высокими (Cu → 1,5 %, Au → 1,0 г/т; более 3–4 %

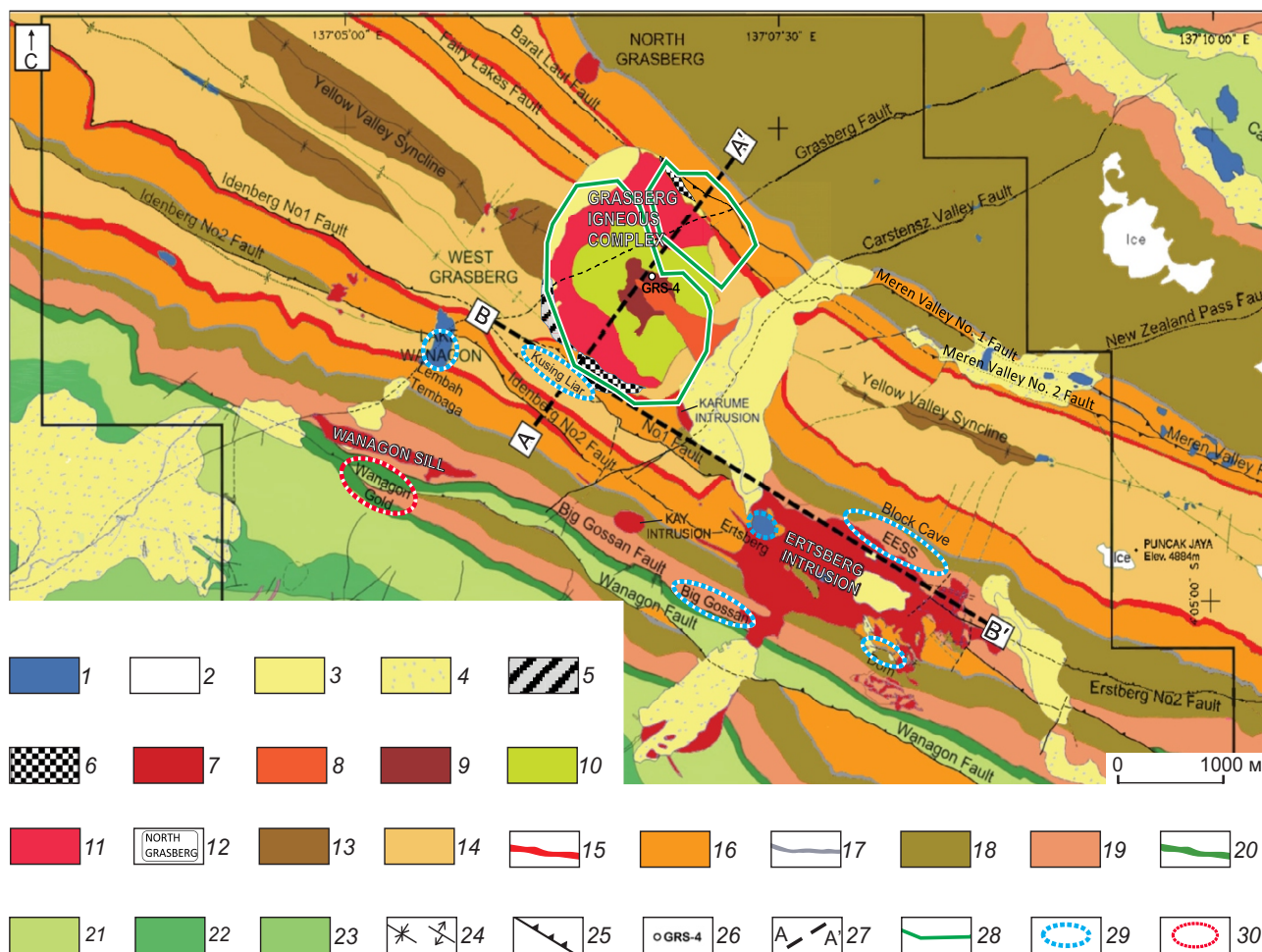


Рис. 6. Геологическая карта горнорудного района Эрцберг. По К. Лейсу и др. [38], с дополнениями по [51]:

1 – озёра; 2 – ледники; 3 – аллювий; 4 – коллювий; 5 – золотоносные полосчатые глины; 6 – минерализованные магматические брекчии; магматические породы: 7 – кварцевые монцодиориты, 8 – дайка Кали, 9 – шток Грасберг, 10 – андезитовые брекчии Далам, 11 – вулканиты Далам, 12 – названия интрузивов; Новогвинейская карбонатная формация – группа Каис: 13 – микритовые известняки и сланцы, Тк4, 14 – микритовые известняки, Тк3, 15 – микритовые известняки и мергели, Тк2, 16 – микритовые известняки с фораминиферами, Тк1, 17 – песчаники Сирга, 18 – известняки Фаумай, 19 – доломитизированные известняки Варипи; формации группы Кембеланган: 20 – известняки Экмай, Кkel, 21 – песчаники Экмай, Кkes, 22 – аргиллиты Пиниуа, 23 – песчаники Уониуоги; 24 – оси синклиналей и антиклиналей; 25 – разломы: трансформные (со сдвиговыми перемещениями), надвиговые и сбросовые; 26 – скважина, «открывшая» месторождение Грасберг; 27 – линии разрезов; рудники и участки месторождений: 28 – карьер Au-(Mo)-Cu-порфиорового месторождения Грасберг, 29 – Au-Cu-скарновых (Кусинг Лайэр, Эрцберг, Блок Кэйв, Биг Госсан, Дом, Лембах Тембага), 30 – Au-рудного (Уанагон Голд)

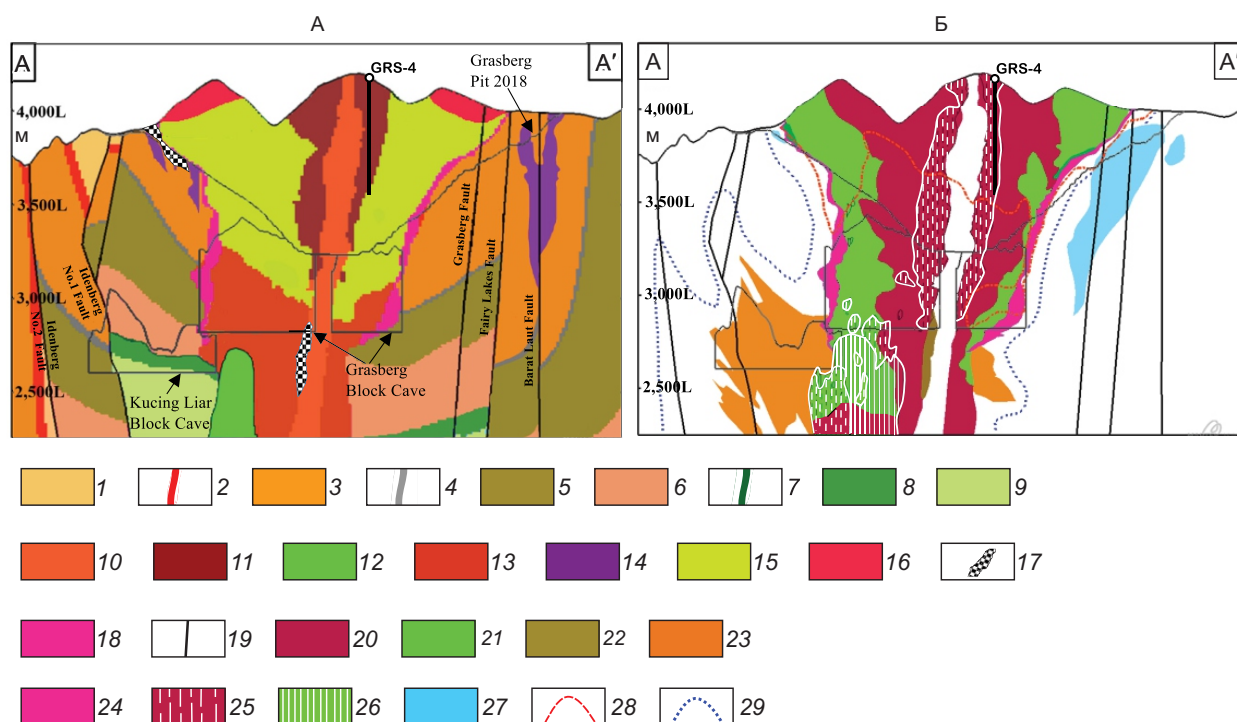


Рис. 7. Разрезы месторождения Грасберг по профилю А-А': А – геологический, Б – с рудно-метасоматической зональностью. По К. Лейсу и др. [38], с изменениями:

осадочные породы: мезозойские и кайнозойские осадочные формации: 1 – Каис 3, 2 – Каис 2, 3 – Каис 1, 4 – Сирга, 5 – Фаумай, 6 – Уарипи, 7 – Экмай (сланцы), 8 – Экмай (известняки), 9 – Экмай (песчаники); кайнозойские вулканогенные и интрузивные породы: 10 – дайка Кали, 11 – главный интрузив Грасберг, 12 – монцониты Гаджа Тидур, 13 – диориты Далам, 14 – валунчатые дайки, 15 – андезитовые брекчии Далам, 16 – вулканиты Далам, 17 – минерализованные магматические брекчии, 18 – залежи массивных сульфидных руд; 19 – разломы; изменения: 20 – К-кремниевые, 21 – филлизитовые ранние системы Гаджа Тидур, 22 – филлизитовые поздние системы Мэйн Грасберг, 23 – скарны, 24 – залежи массивных сульфидных руд; рудный кварцевый штокверк с объёмом прожилковой массы: 25 – > 20 % объёма пород, 26 – > 50 % объёма пород, 27 – известковая брекчия с обломками, занимающая более 10 % объёма породы, 28 – фронт выщелачивания ангидрита; 29 – граница ореола мраморизации

Си эквивалента) и *внешняя* зона (диаметром 500–800 м) с умеренными (Cu – 0,25–1,5 %, Au – 0,1–1,0 г/т; 1–3 % Си эквивалента) содержаниями металлов в рудах, отвечающая филлизитовой зоне (рис. 8). Среди сульфидов меди преобладают халькопирит и борнит. Самородное золото в виде включений размером от 1 до 150 мкм (в среднем ~ 15 мкм) присутствует в этих минералах и реже в дигените [38]. В рудах отмечаются повышенные содержания Pd (до 3500 г/т) [45]. Предполагаются два периода интенсивного рудоотложения: первый, связанный со становлением интрузива комплекса Далам (возникли в основном вкрапленные руды) и второй (главный продуктивный) – со становлением штока Мэйн Грасберг

(сформировался рудный штокверк с Au-Cu минерализацией) [48].

Au-Cu-скарновые залежи рудных полей Эрцберг (Гунунг Биджих) и Восточный Эрцберг (EESS, DOM, Биг Госсан), находящиеся в 2,0 и 2,5 км к юго-востоку от месторождения Грасберг, ассоциируют с интрузивом (2,5 × 1,0 км) и его дайками-апофизами, сложенными кварцевыми монцодиоритами и кварцевыми монцонит-порфирами поздней фазы магматического комплекса Эрцберг и находящимися в подчинении пироксен-биотитовыми диоритами ранней фазы. Au-Cu магнетитовые залежи локализованы в экзоконтактовой зоне интрузивного массива в скарнированных карбонатных породах Новогвинейской формации,

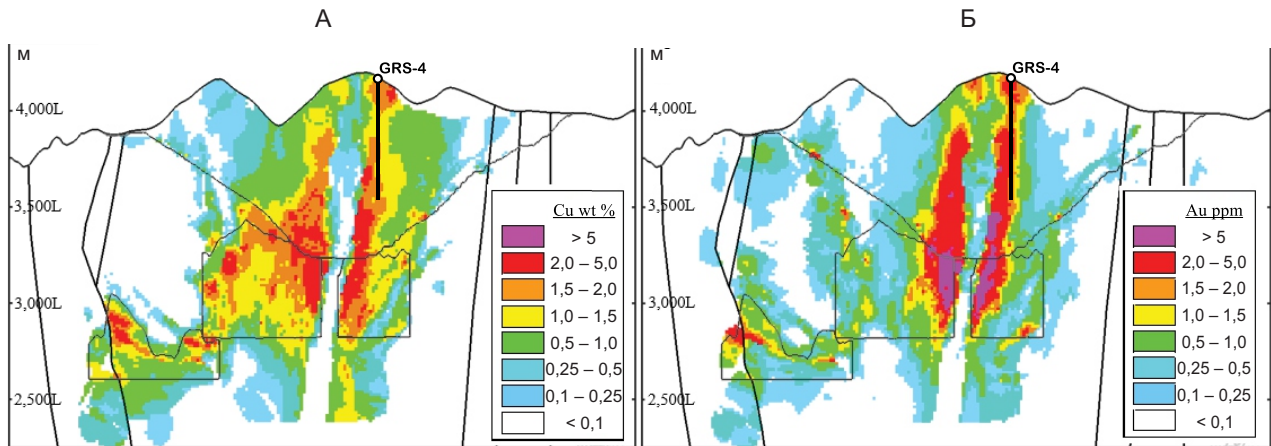


Рис. 8. Разрезы месторождения Грасберг по профилю А-А' с распределением концентраций Cu (А) и Au (Б) [38]

в порфировых дайках развито Au-Cu-порфировое оруденение [15, 28].

Среди скарнов отмечаются как магнезиальные (с форстеритом, монтичеллитом и мелилитом), так и известковые (в том числе известковые апомагнезиальные с развитием флогопита, затем серпентина и талька). Практически во всех их разностях интенсивно развит магнетит, вплоть до мономинеральных магнетитовых скарнов, а медные минералы, главным образом халькопирит и борнит, наложены и сопровождаются постскарновыми метасоматитами.

Построение петрохимических диаграмм отношений  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 9) по данным химического состава интрузивных пород горнорудного района Эрцберг, приведённым в работах [15, 43, 44], показало, что породы рудных полей Грасберг и Эрцберг принадлежат в основном шошонитовой серии, но несколько проб, вероятно, по диоритам комплекса Далам, «попали» в поле высококальциевой известково-щелочной серии. По результатам изотопных [52] и минералогических [56] исследований для Au-Cu-порфирового месторождения Грасберг предполагается более глубокий магматический источник (с меньшей степенью коровой контаминации) металлоносных флюидов, чем для скарновых залежей рудного поля Эрцберг.

В работе К. Лейса с соавторами [38] по результатам минералого-петрографических и изотопно-геохимических исследований выдвинуто предположение о том, что РМС, вмещающая месторождение Грасберг, сформировалась в резуль-

тате наложения двух порфировых систем: медно-(молибденовой) Гаджа Тидур и образовавшейся приблизительно на 250 000 лет позднее медно-золотой Мэйн Грасберг (рис. 10).

Первая сопряжена со интрузивом, сложенным диоритами и порфировидными монцонитами комплексов Гаджа Тидур и Далам возрастом 3,4–3,33 млн лет, с положением кровли на уровне около 2750 м над уровнем моря. Его апикальную часть и экзоконтактовую зону охватывает куполообразный кварцевый штокверк с низкосортными (Mo)-Cu рудами (в прожилках и вкрапленности – пирит, халькопирит, ковеллин), окружённый молибденитсодержащими жилами. Штокверк «сопровождается» метасоматитами филлизитовой зоны, судя по описанию объекта, наложенными на более ранние высокотемпературные К-кремниевые (биотит-калишпатовые) и практически полностью их «уничтожившими». Вертикальный размах системы – около 1000 м. Предполагается, что находящиеся на юго-западном фланге месторождения Грасберг скарновые залежи участков Кусинг Лайэр и Лембах Тембага сформированы в период внедрения штока комплекса Далам.

Стержневой элемент более поздней РМС Мэйн Грасберг – одноимённый шток кварцевых монцодиорит-порфиров прослежен от современной поверхности (~ 4200 м над уровнем моря) до глубины 2700 м. Интрузив и вмещающие его вулканиты интенсивно изменены. Выделены внутренняя зона развития ранних калиево-кремниевых метасоматитов, более поздняя филлизитовая (слабо развита) и периферийная пропиловитовая (см. рис. 7),

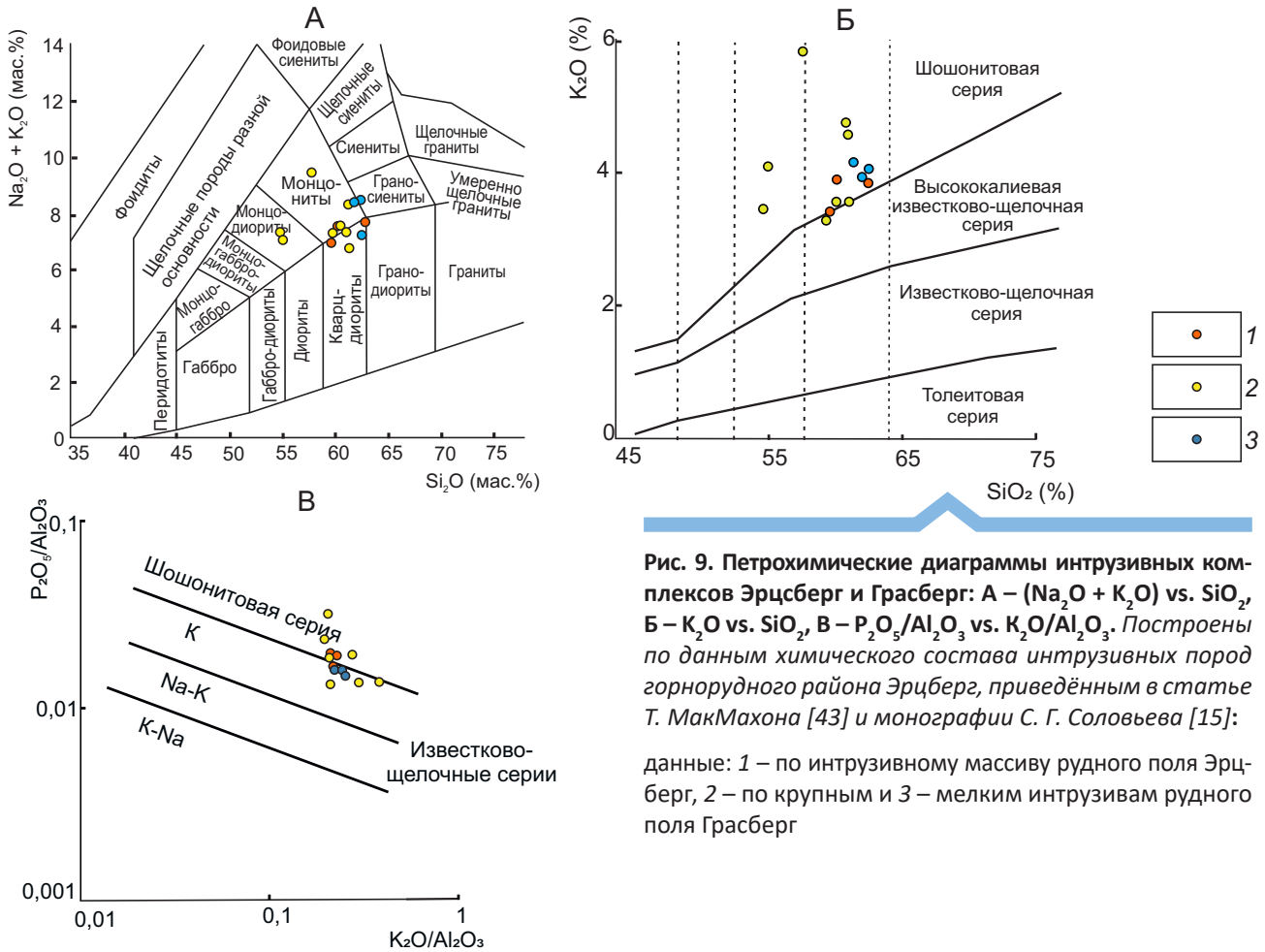


Рис. 9. Петрохимические диаграммы интрузивных комплексов Эрцсберг и Грасберг: А –  $(Na_2O + K_2O)$  vs.  $SiO_2$ , Б –  $K_2O$  vs.  $SiO_2$ , В –  $P_2O_5/Al_2O_3$  vs.  $K_2O/Al_2O_3$ . Построены по данным химического состава интрузивных пород горнорудного района Эрцберг, приведённым в статье Т. МакМахона [43] и монографии С. Г. Соловьева [15]:

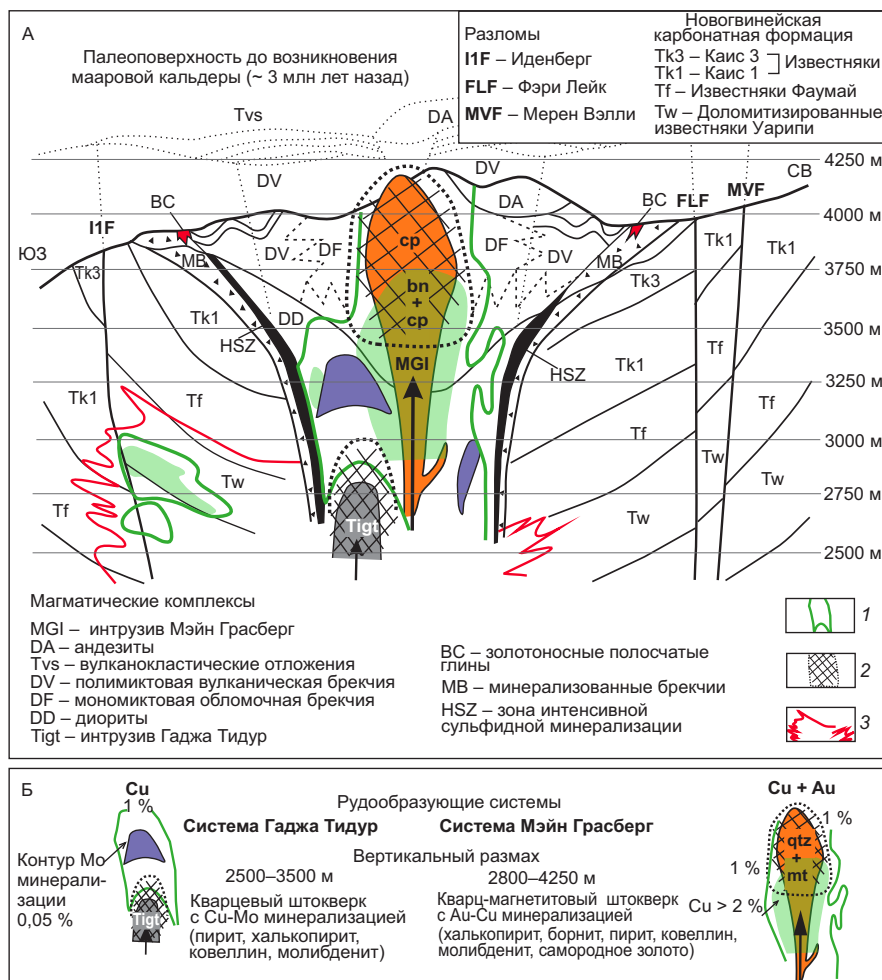
данные: 1 – по интрузивному массиву рудного поля Эрцберг, 2 – по крупным и 3 – мелким интрузивам рудного поля Грасберг

минеральный состав которых приведён выше. Цилиндрический по форме кварц-магнетитовый штокверк диаметром около 1 км охватывает порфиновый шток и его экзоконтактовую зону. Он рассечён многочисленными кварцевыми жилами и прожилками с халькопиритом, борнитом, пиритом и более редким молибденитом (с изотопным возрастом ~ 3,09 млн лет) так называемого «халькопиритового кольца» шириной 700 м, сопряжённого в пространстве с зоной ранних биотит-калишпатовых метасоматитов. На них наложены филлизиты с пирит-ковеллиновой минерализацией. Впоследствии (3,06 млн лет) описанная система, вертикальный размах которой около 1500 м, была рассечена мощным пострудным дайкообразным телом монцодиоритов комплекса Кали.

Таким образом, КМП РМС Грасберг-Эрцберг может рассматриваться как полиформационная, сформированная в три главных этапа, которые соответствуют периодам становления многофазных интрузивов комплексов Далам, Грасберг и Эрцберг. По составу первый из них принадлежит существенно калиевой известково-щелочной серии, второй и третий – шошонитовой. В сочета-

нии с имеющимися изотопно-геохимическими данными [38, 43, 44, 52 и др.] это может свидетельствовать о процессах дифференции в едином «материнском» магматическом очаге и его сателлитах, как предлагал Т. МакМахон, либо о существовании, к чему склоняется автор данной статьи, нескольких очагов-продуцентов ВПА окраинно-континентального андезитоидного и более позднего рифтогенного ВПП с различным «вкладом» коровых и мантийных расплавов. Более того, на основе данных изотопно-геохимических исследований ( $^{187}Os/^{188}Os$ ; Re/Os) Р. Мазуром с соавторами [41] разработана модель образования обогащённых золотом руд этого объекта, предполагающая заимствование металла гидротермальными растворами из осадочных протолитов, что может подтверждать роль не только глубинного магматического очага на границе астеносферы с ЗК, но и очага в верхнем слое последней на гипабиссальных или субвулканических глубинах.

Колоссальные запасы и высокие содержания металлов порфирового и скарновых месторождений рассмотренной системы обусловлены многостадийным интегральным рудонакоплением, свя-



**Рис. 10. Модель строения медно-порфировой рудно-магматической системы Грасберг, по К. Лейсу с соавторами [38], с изменениями:**

А – схематичный поперечный разрез (с юго-запада на северо-восток) системы по состоянию до внедрения пострудной дайки монцодиоритов комплекса Кали, Б – характеристики рудообразующих систем Гаджа Тидур и Мэйн Грасберг, сопряжённых с одноимёнными интрузивами и совмещённых в пространстве. Пояснения в тексте; 1 – контур меднорудного тела (по бортовому содержанию Cu – 1,0 %); 2 – рудные штокверки; 3 – контур интенсивного скарнирования

занным со становлением трёх продуктивных интрузивных комплексов обеих упомянутых магматических серий, а также формированием этих объектов под толщей малопроницаемых известняков Новогвинейской формации, претерпевших контактовый метаморфизм и скарнирование при внедрении ранних фаз плутонов [2, 3, 30]. При становлении порфировых интрузивов магнетит-содержащие скарновые залежи являлись геохимическими барьерами для рудоносных растворов.

Комплексной РМС принадлежит и самое молодое в мире медно-порфировое месторождение

*Ок-Теди*, описанное в работах [6, 8, 15, 37, 47, 49, 60 и др.]. Его запасы и ресурсы (до отработки) оцениваются [60] не менее, чем в 5,5 млн т Cu (при ср. сод. 0,64 %) и 700 т Au (0,78 г/т). При этом существенная доля запасов и ресурсов сосредоточена в скарных залежах во вмещающих карбонатных отложениях. Наиболее современные сведения об этом объекте, включая данные по возрасту интрузивных комплексов и руд, определённых SHRIMP U-Pb датированием циркона и Re-Os-м молибденита, приведены в статье П. Полларда и др. [49 и др.].

Названное Au-Cu-порфировое месторождение расположено в одноимённом горнорудном районе на юге центрального сегмента позднемиоцен-плейстоценового ВПП Папуасского складчато-надвигового пояса – в субмеридионально ориентированной зоне распространения интрузивных массивов, сложенных дифференциатами двух магматических серий – миоценовой известково-щелочной и позднемиоцен-плейстоценовой шошонитовой. На севере этой зоны известно мелкое однотипное месторождение Нонг-Ривер. Характерно, что вулканиты, коагматичные этим плутонам, развиты ограниченно.

Субстрат позднемиоцен-плейстоценового плутонического пояса сложен палеозойскими платформенными комплексами, перекрытыми терригенными отложениями юры–мела и карбонатными позднего мела–среднего миоцена. В геологическом строении района принимают участие морские алевролиты, аргиллиты и песчаники меловой формацией Иеру, мощность толщи которых достигает 1500 м. Они со стратиграфическим несогласием перекрыты известняками шельфовой фации формации Дарай эоцен-среднемиоценового возраста мощностью около 300 м (Arnold et al., 1979; Mason, 1997). Выше залегают среднемиоценовые известковые аргиллиты и алевролиты с прослоями известняков и песчаников формации Пньян мощностью около 1000 м и позднемиоцен-плиоценовые вулканокластические породы формации Бирим (рис. 11) [17].

При орогенезе, начавшемся в позднем миоцене и продолжающемся до настоящего времени, отложения названных формаций были смяты с образованием широких вертикальных и опрокинутых складок с осями, ориентированными в основном с востока на запад, и надвигов [40]. Северная часть рудника Ок-Теди находится в пределах одноимённой антиклинали, осложненной к югу от её оси надвигом «Клюв попугая (Parrots Beak)», фиксирующимся «сдвоенным разрезом отложений формаций Иеру и Дарай (рисунки 12, 13).

Р. Пэйджом [47], М. ВанДонгеном [60] и другими исследователями среди магматических образований района выделены средне-позднемиоценовые андезиты и коагматичная габбро-диорит-монцодиоритовая формация группы Маунт Иан (возраст 12–13 млн лет) и плиоцен-плейстоценовый монцодиорит-монцонит-сиенитовая формация, включающая рудоносные интрузивы группы Ок-Теди (2,6–1,1 млн лет), которые при-

надлежат двум вышеназванным сериям. Породы первой из них распространены на севере района, второй – в его центральной и южной частях, где они участвуют в строении РМС.

Непосредственно на участке месторождения откартированы 12 обособленных интрузивов группы Ок-Теди, имеющих форму крутопадающих штоков овальных очертаний с площадью горизонтального сечения от 1–2 до 10 км<sup>2</sup> и представляющих собой выступы-апофизы скрытого на глубине крупного плутона. По составу – это равнозернистые пироксеновые и биотит-амфиболовые монцодиориты фанеритовой фазы, порфировидные монцодиориты и монцониты (сиениты), кварцевые монцонит-порфиры с высоким содержанием калия [8]. Коагматичных вулканитов нет. Вмещающими породами являются алевролиты формации Иеру и перекрывающие их известняки формации Дарай.

Продолжительность магматической и гидротермальной эволюции РМС Ок-Теди детально изучена П. Поллардом и др. [49] на основе определения геологических взаимоотношений разнотипных метасоматитов, руд и вмещающих исходных пород в комплексе с высокоточным SHRIMP U-Pb датированием циркона и Re-Os датированием молибденита. В результате в пределах рудника были выделены шесть основных интрузивных фаз, последовательность которых соответствует ряду (от ранних к поздним): монцодиорит сиднейского комплекса ( $1,368 \pm 0,045$  млн лет), монцодиорит варшавского ( $1,269 \pm 0,039$  млн лет), монцодиорит калгурлийского ( $1,261 \pm 0,050$  млн лет), кварцевый монцонит-порфир Нинги (QMP) ( $1,229 \pm 0,051$  млн лет), кварцевый монцонит боннского ( $1,219 \pm 0,040$  млн лет) и кварцевый монцонит-порфир фубиланского ( $1,213 \pm 0,049$  млн лет).

Изученные породы рудного района по химическому составу принадлежат в основном шошонитовой серии, лишь монцодиориты самого раннего комплекса Сидней могут быть отнесены к калиевой известково-щелочной (рис. 14). Для всех этих пород характерны высокие отношения Sr/Y, типичные для богатых медью дуговых магм. Нормированные по хондриту спектры REE имеют незначительные отрицательные аномалии Eu или не имеют их вовсе, а спектры HREE имеют нисходящий наклон, что типично для дуговых магм, в которых высокое содержание воды подавляет фракционирование плагиоклаза в пользу фракционирования роговой обманки  $\pm$  граната  $\pm$  титанита.

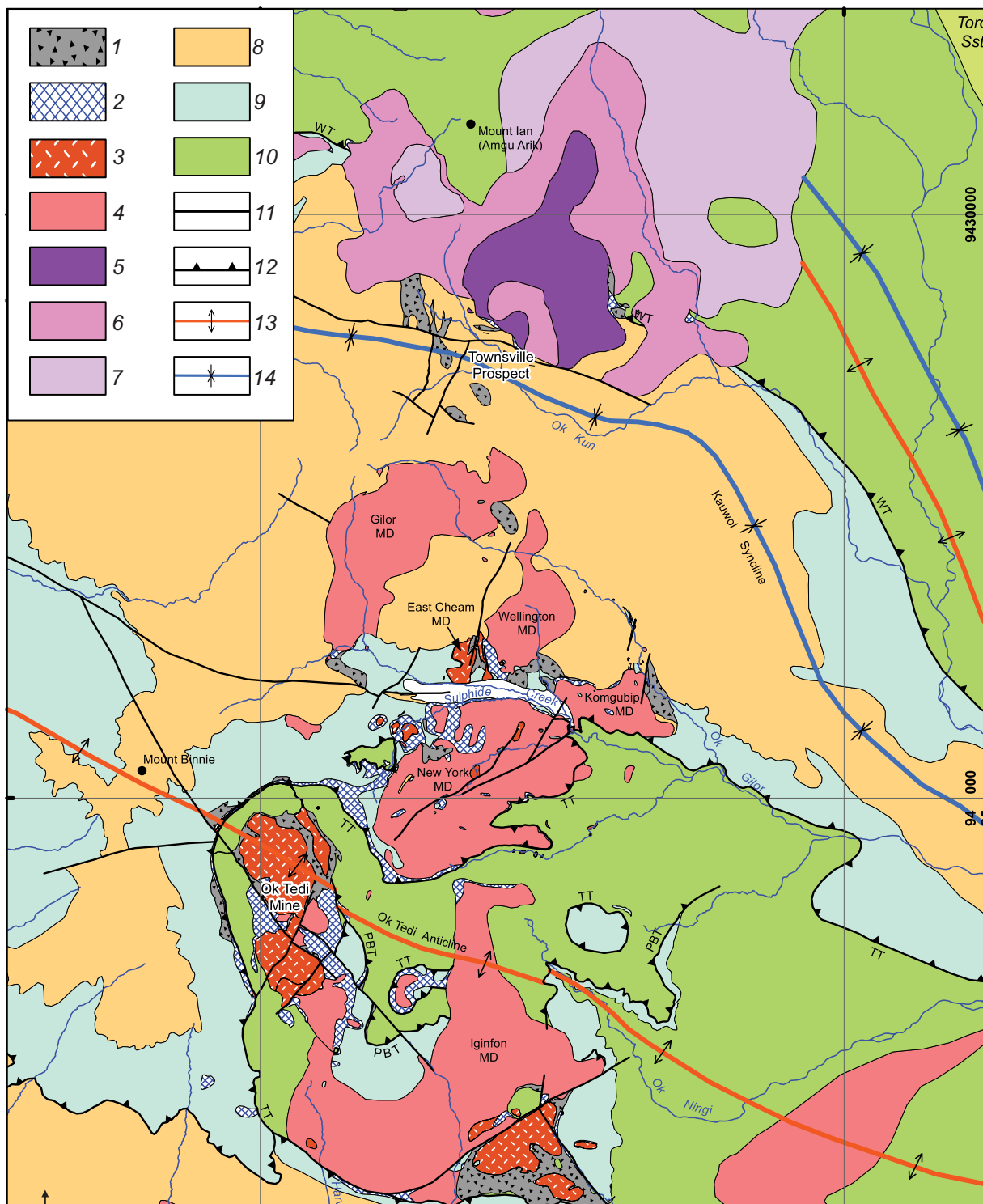


Рис. 11. Геологическая карта горнорудного района Ок-Теди. Одноимённый плутон сложен фанеритовыми равномернозернистыми и порфировидными монцодиоритами и монцонитами. Рудоносная фаза – кварцевые монцонит-порфиры. Надвиговые разломы: PBT – Парротс-Бик, TT – Таранаки, WT – Уайт. По П. Полларду и др. [49]:

1 – брекчи; 2 – скарны; комплекс Ок-Теди: 3 – порфировидные монцодиориты и монцониты, кварцевые монцонит-порфиры, 4 – равномернозернистые монцодиориты; комплекс Маунт Иан: 5 – габбро, 6 – монцодиориты, диориты, 7 – андезиты; осадочные породы: 8 – Пньян, 9 – Дарай, 10 – Иеру; 11 – крутопадающие разломы; 12 – надвиги; оси: 13 – антиклиналей, 14 – синклиналей

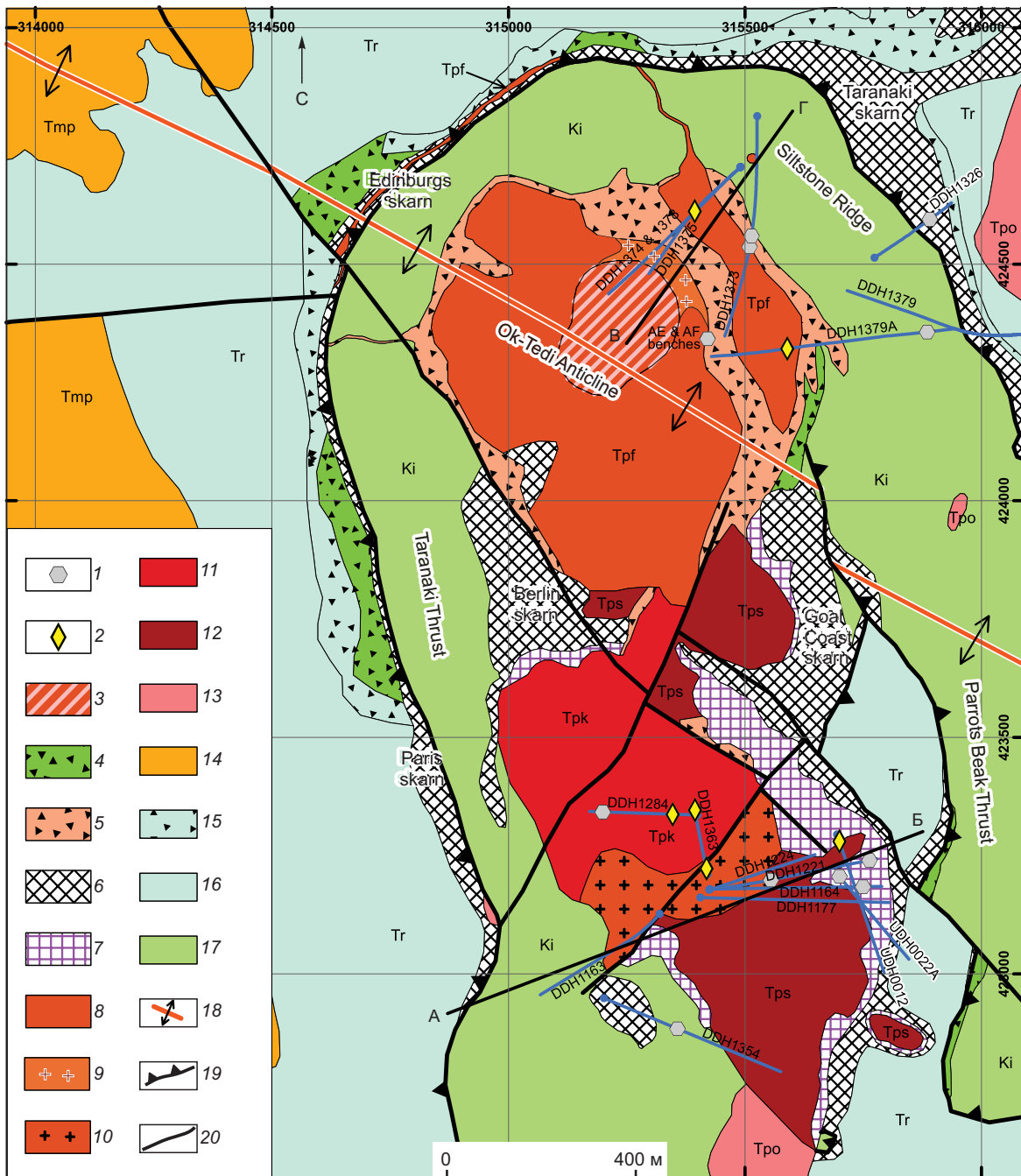


Рис. 12. Геологическая карта месторождения Ок-Теди. По [49] с дополнениями:

рудное тело охватывает эндо-эзоконтактовую зону штока кварцевых монцонит-порфиров Маунт Фубилан. Наиболее высокие содержания Си и Ау в магматических брекчиях эндоконтактовой зоны штока, а также в апоскарновых залежах массивных магнетит-халькопиритовых руд в экзоконтактах этого интрузива; места отбора проб для изотопного датирования: 1 – молибденита Re-Os методом, 2 – циркона U-Pb методом; 3 – кварцевое ядро; брекчии с преобладанием обломков: 4 – алевролитов, 5 – монцонит-порфиров и монцодиоритов; 6 – магнетит-сульфидные скарны; 7 – эндоскарны; интрузивные комплексы: 8 – кварцевые монцонит-порфиры Маунт Фубилан, Трф, 9 – кварцевые монцониты Бонн, 10 – кварцевые монцонит-порфиры Нинги, 11 – монцодиориты Калгурли, Трк, 12 – монцодиориты Сидней, Трс, 13 – нерасчленённые монцодиориты, Тро; осадочные формации: 14 – аргиллиты Пньянг, Тмп, 15 – брекчированные известняки Дарай, 16 – известняки Дарай, Tr, 17 – алевролиты Иеру, Ки; 18 – ось антиклинали Ок-Теди; 19 – надвиги; 20 – крутопадающие разломы

Золото-медная штокверковая и сопряжённая скарновая (участки Голд-Коста, Берлин, Таранакки) минерализация локализована в эндо-экзоконтактовых зонах полифазного плутона (см. рис. 12), сложенного равномернозернистыми монцодиоритами Сидней, порфиroidными монцодиоритами Калгури и кварцевыми монцонитами Бонн, завершающими рудоносными кварцевыми монцонит-порфирами (граносиенит-порфирами) Нинги и Маунт Фубилан. Последние слагают одноимённый округлый в плане шток диаметром около 900 м. Возраст ранней фанеритовой фазы монцодиоритов Сидней, слагающих шток размером 1,5 × 2,5 км, около 2,6 млн лет, по [60] и ~ 1,4 млн лет, по [49], завершающей порфировой фазы – кварцевых монцонит-порфиров штока Маунт Фубилан и сопряжённого с ней Au-Cu оруденения – 1,2–1,1 млн лет. Продолжительность периода рудоотложения таким образом оценивается не более, чем в 100 тыс. лет.

Реконструкция истории формирования КМП РМС Ок-Теди, включающей Au-Cu-порфиговое месторождение и залежи Au-Cu-магнетитовых

руд в скарнированных известняках, проведена П. Поллардом с соавторами [49]. По установленным возрастным взаимоотношениям интрузивных комплексов, скарновых залежей, брекчий и жил в сочетании с данными выполненных изотопно-геохимических исследований, дополненных материалами предшествующих работ Р. Бамфорда [20] и Г. Катчана [36] выделены четыре стадии рудообразования.

На *ранней (первой)* стадии при становлении монцодиоритов штока Сидней вмещающие известняки формации Дарай под надвигом «Клюв попугая» были мраморизованы и скарнированы. Возникшие скарновые залежи участков Голд-Кост и Берлин состоят из граната, клинопироксена, актинолита, магнетита, карбонатов и сульфидов. В апикальной части штока развились клинопироксен-гранатовые эндоскарны, которые затем были рассечены жилами, состоящими из эпидота, мушкетовита, кварца, карбонатов и сульфидов (халькопирита, пирита и молибденита). Близкие по времени образования и минеральному составу рудные жилы с калиево-полевошпатовыми и серицитовыми

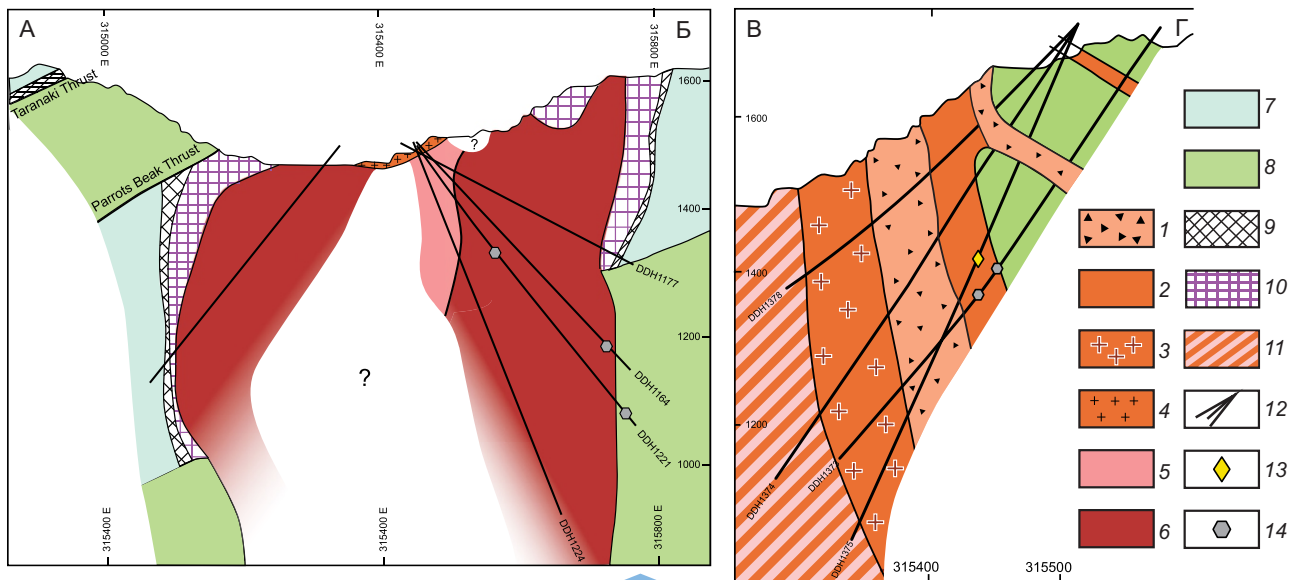


Рис. 13. Геологические разрезы месторождения Ок-Теди по профилям А-Б и В-Г. По [49], с изменениями:

1 – брекчии с преобладанием обломков кварцевых монцонит-порфиров и монцодиоритов; интрузивные комплексы: 2 – кварцевые монцонит-порфиры Фубилан, 3 – кварцевые монцониты Бонн, 4 – кварцевые монцонит-порфиры Нинги, 5 – монцодиориты Варшав, 6 – монцодиориты Сидней; осадочные формации: 7 – известняки Дарай, 8 – алевролиты Иеру; 9 – магнетит-сульфидные экзоскарны; 10 – эндоскарны; 11 – кварцевое ядро; 12 – стволы скважин; места отбора проб для изотопного датирования: 13 – циркон U-Pb методом, 14 – молибденита Re-Os методом

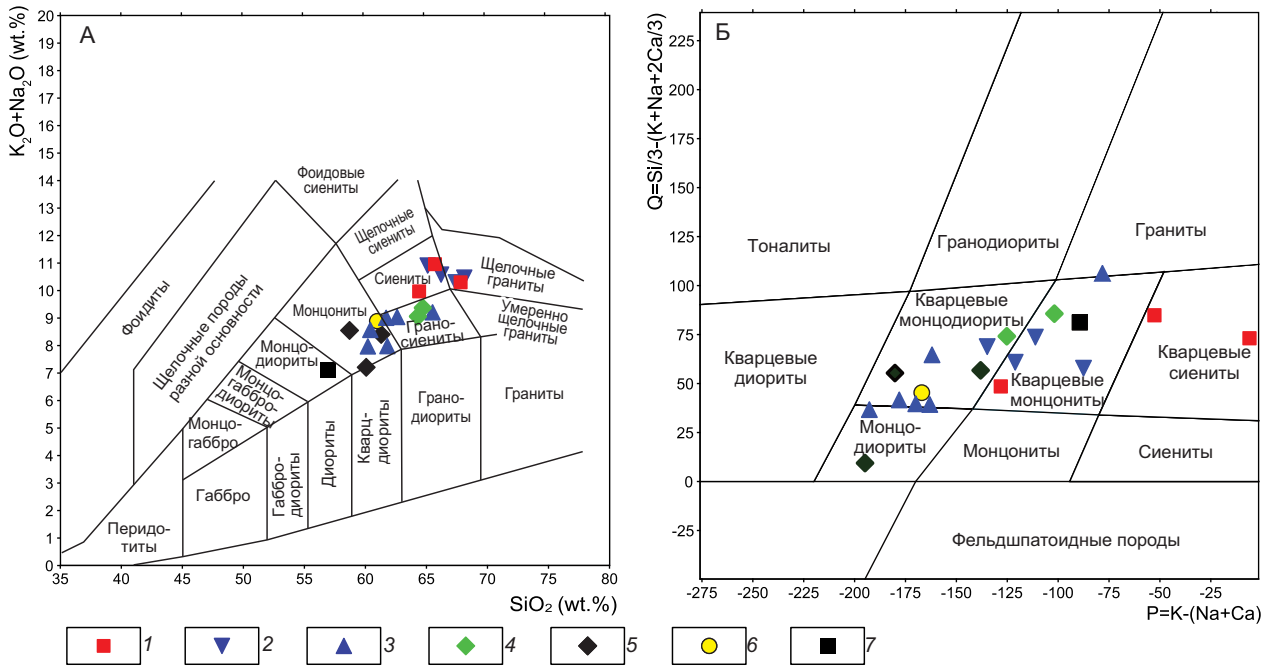


Рис. 14. Петрохимические диаграммы интрузивных комплексов, развитых на участке месторождения Ок-Теди: А –  $(K_2O + Na_2O)$  vs.  $SiO_2$ ; Б – Q vs. P, где  $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$ ,  $P = K - (Na + Ca)$ . По [49], с дополнениями:

QMP – кварцевые монцонит-порфиры, QM – кварцевые монцониты, MD – монцодиориты; интрузивные комплексы: 1 – Бонн QM, 2 – Фубилан QM, 3 – Калгурли MD, 4 – Нинги QMP, 5 – Сидней MD, 6 – Варшав MD, 7 – ксенолиты MD

оторочками отмечены в самих монцодиоритах и алевролитах формации Иеру.

Ко второй стадии отнесены кварц-ортоклаз-биотитовые жилы с халькопиритом с сопровождающим биотитовым изменением вмещающих пород в самом штоке Сидней, которые секут серицит-эпидот-клиноцоизит-хлорит-карбонатные метасоматиты, близодновременные более ранним эндоскарнам Голд-Кост. Подобные жилы присутствуют также в монцодиоритах комплексов Варшав и Калгурли, а также в кварцевых монцонит-порфирах комплекса Нинги. Близодновременно с ними образовались тела гидротермальных брекчий (мощностью до нескольких метров) с биотитовым изменением цемента.

Этой же стадии рудогенеза, по данным Re-Os датирования по молибдениту, принадлежит Au-Cu минерализация в алевролитах Иеру на северном фланге месторождения Ок-Теди – участке Силтстоун-Ридж, где она локализована в основном в гидротермальных брекчиях с калиево-полевошпатовым и биотит-сульфидным заполнением, а также в жилах и прожилках кварц-ортоклаз-био-

тит-сульфидного состава в калишпатизированных породах.

Минерализация главной рудообразующей третьей стадии проявлена в штоке кварцевых монцонит-порфиров комплексов Бонн и Маунт Фубилан – в основном в биотитизированных интрузивных брекчиях. Их оруденелая песчаноподобная основная масса состоит из мельчайших перетёртых обломков пород практически всех интрузивных комплексов вплоть до основного продуктивного – Маунт Фубилан – и вмещающих осадочных отложений. Состав обломков тот же. Брекчии расчленены небольшими, но многочисленными кварцевыми жилами и прожилками с магнетитом и более поздними пиритом, халькопиритом борнитом, молибденитом, слагающими рудоносный штокверк.

В центральной и северной частях карьера установлена образовавшаяся на этой стадии субвертикальная зона сгущения кварцевых прожилков, «сливающихся» на участке размером примерно 250 на 20 м (в плане) в «кварцевое ядро», прослеженное на несколько сот метров на глубину.

Оно состоит в основном из массивного кварца, к периферии сменяющегося сетью кварцевых прожилков в калишпатизированных кварцевых монцонит-порфирах. Прожилки эти в большинстве своём безрудны; лишь в немногих из них отмечаются пирит, халькопирит, молибденит. В направлении от контактов порфиристового штока к периферии системы интенсивность раннего калиево-кремниевого метасоматоза ослабевает, а более позднего кислотного изменения пород возрастает. Биотит-ортоклазовые метасоматиты постепенно сменяются серицитсодержащими филлизитовой зоны с марказитом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и каолинит-монтмориллонитовыми аргиллизитовой [6].

На *поздней (четвёртой)* стадии рудообразования возникла скарновая залежь с Au-Cu минерализацией участка Таранаки на западном фланге месторождения. Она залегает в нижней части толщи известняка Дарай вдоль надвига Таранаки, образуя непрерывное тело, простирающееся от участка Сульфид-Крик до участка Эдинбург через Таранаки и Париж (см. рис. 12). Залежь богата золотом; сложена в основном магнетитом, пиритом и (или) пирротинном; местами с гранатом, клинопироксеном, актинолитом и эпидотом.

Таким образом, основные запасы штокверковых руд месторождения Ок-Теди, главными минералами которых являются халькопирит, борнит, марказит, пирит, магнетит, второстепенными – сфалерит, галенит, молибденит, редкими – самородные Au и Ag, сосредоточены в эндоконтактной зоне штока кварцевых монцонит-порфиристов (граносиенит-порфиристов) комплекса Маунт Фубилан. Повышенные содержания металлов отмечаются в магматических (эруптивных) брекчиях. На ранние калиево-кремниевые метасоматиты с Au-Cu штокверковой минерализацией наложены более поздние серицитсодержащие филлизитовой зоны с полисульфидными рудами и каолинит-монтмориллонитовые аргиллизиты – продукты кислотного выщелачивания пород с участием метеорных вод. Рудно-метасоматическая зональность объекта в целом соответствует «монцонитовой» модели.

Известняки формации Дарай в экзоконтактной зоне многофазного интрузивного массива интенсивно скарнированы и мраморизованы; по самим монцонидиоритам развиты эндоскарны. Скарновые залежи в известняках формации Дарай образуют «кольцо» по надвиговым разломам, «от-

деляющим» их от толщи алевролитов формации Иеру. В магнетитсодержащих экзоскарнах, а точнее в апоскарновых метасоматических залежах с массивными магнетит-халькопиритовыми рудами, содержащими также пирит, пирротин, марказит, сфалерит и галенит, сосредоточена существенная доля запасов меди и золота месторождения Ок-Теди. Эти залежи, скорее всего, сформированы металлоносными флюидами, отделившимися при становлении штока кварцевых монцонит-порфиристов Маунт Фубилан, а образовавшиеся ранее (при внедрении монцонидиоритов основных фаз плутона) тела богатых железом магнетитовых скарнов являлись для них геохимическими барьерами.

Описанная КПМ РМС с Au-Cu-порфиристовым месторождением и сопряжёнными залежами Au-Cu-скарновых руд сформирована в результате многостадийного рудоотложения, генетически связанного со становлением нескольких фаз рудоносной плутоногенной формации – дифференциатов мощного магматического очага. Сочетание этого фактора со структурно-литологической обстановкой локализации объекта – наличием над рудоносным интрузивом малопроницаемой мраморизованной карбонатной толщи, игравшей роль «структурно-петрофизического экрана» [2, 3, 30], отразилось в высоких (для МПМ) содержаниях Cu (до 1,5 % и выше) и Au (десятые–первые г/т) в гипогенных рудах. Промышленная ценность месторождения Ок-Теди также определяется развитием мощной зоны окисления [6]. В зоне вторичного сульфидного обогащения содержание Cu в рудах варьирует в пределах 1,0–4,0%. В центральной части меднорудного тела её мощность достигает 300–400 м, уменьшаясь до 30–170 м у западного края и до 50–180 м на востоке. В залегающих выше зонах выщелачивания и смешанных руд суммарной мощностью от 15 до 200–250 м содержание Cu в среднем 0,06 и 1,0 %.

**Выводы.** 1. Рассмотренные на основе проанализированных публикаций комплексные медно-порфиристовые системы Новогвинейской провинции сформировались в результате тектоно-магматических процессов, сопровождавших становление миоценового андезитовидного окраинно-континентального (дуги Маримуни) и плиоцен-плейстоценового внутриконтинентального ВПП. Первый из них входит в структуры Мобильного метаморфического пояса (СФЗ), второй – Папуасского складчато-надвигового. Вместе они образуют

Центральный горный хребет, протягивающийся по осевой части о. Новая Гвинея в З-СЗ направлении. Севернее находится аккретированный к Австралийской платформе Новогвинейский базальтоидный островодужный пояс, южнее – предгорный прогиб с гранитно-метаморфическими комплексами фундамента кратона и задуговой бассейн.

Андезитоидный ВПП, в пределах которого расположены описанные КИМ РМС Уафи-Голпу и Фрида-Ривер с гигантскими Au-(Mo)-Cu-порфиrowыми и сопряжёнными с ними эпитеpмальными благороднометалльными месторождениями, возник в ходе тектоно-магматической активизации окраины платформы при пологой субдукции под неё Каролинской океанической плиты (с плато Еурипик), начавшейся в позднем мелу и продлившейся, предположительно, до миоцена. Рудоносными являются многофазные плутоны габбро-диорит-монцодиоритовой формации высококалиевой известково-щелочной серии.

Находящийся южнее, в Папуасском складчатонадвиговом поясе, более молодой плиоцен-плейстоценовый ВПП образовался в позднеколлизийный период (3,6 млн лет–н/в) развития региона, когда режим сжатия, установившийся приблизительно с 12 млн лет назад из-за столкновения Тихоокеанской плиты с Австралийской, при орогенном воздымании сменился растяжением с возникновением рифтов и проявлением шошонитового магматизма. С интрузивами принадлежащей к его продуктам монцодиорит-монцонит-сиенитовой формации ассоциируют медно-порфиrowые системы с крупнейшими Au-Cu-порфиrowыми месторождениями Грасберг и Ок-Теди со скарновыми залежами с наложенной золото-медной минерализацией. В рудах этих объектов в отличие от вышеописанных месторождений андезитоидного пояса практически нет молибдена. Характерно, что в самом молодом, формирующемся по сей день ВПП, кроме плутонов шошонитовой серии, присутствуют интрузивы калиевой известково-щелочной (диориты и порфиrowидные монцониты комплекса Далам на Грасберге; габбро, диориты, монцодиориты комплекса Маунт Иан на Ок-Теди), участвующие в строении полиформационных массивов и сопряжённых с ними РМС.

2. Различия в геотектонической позиции упомянутых ВПП, петрологии слагающих их ВПА, а также литологии вмещающих осадочных формаций отразились не только в вещественном составе руд порфиrowых месторождений, в частности в содержаниях Mo, но и в сочетаниях сопряжённых с ними в объёме единых РМС место-

рождений иных РФТ. В системах миоценового андезитоидного пояса с Au-(Mo)-Cu-порфиrowыми месторождениями Уафи-Голпу и Фрида-Ривер присутствуют эпитеpмальные Au и Au-Ag месторождения HS и IS типов, а скарновых из-за отсутствия карбонатных отложений естественно нет. Наоборот, в КИМ РМС с Au-Cu-порфиrowыми месторождениями Грасберг и Ок-Теди плиоцен-плейстоценового ВПП, в котором излившиеся аналоги рудоносных многофазных плутонов монцодиорит-монцонит-сиенитовой формации распространены ограниченно (из-за подавления вулканизма при латеральном сжатии в начале заложения этого пояса, а также «бронирования» воздействия платформенного карбонатного чехла), промышленных эпитеpмальных благороднометалльных объектов нет, но широко распространены скарновые залежи с Au-Cu минерализацией в известняках формаций Дарай и Новогвинейской.

3. С учётом имеющихся данных и теоретических разработок А. Д. Щеглова и И. Н. Говорова [16], И. Д. Рябчикова [14], И. И. Абрамовича [1], Н. В. Короновского и Л. И. Деминой [5], Д. Муллера и Д. Гровса [45], Дж. Ричардса [53, 54], Р. Силлитоу [58], Дж. Хронски с соавторами [34] и др. можно предположить, что источники магм и металлоносных флюидов для рассмотренных ВПП и принадлежащих им комплексных медно-порфиrowых систем различны. Для аккретированного к Австралийскому кратону Новогвинейского пояса, как и для описанных в недавней статье И. Ф. Мигачёва и др. [10] подобных островодужных ВПП Юго-Восточной Азии и Океании, это неглубоко залегающие базитовые очаги в океанической коре. Для миоценового андезитоидного орогенно-активизационного (дуги Маримунни) и плиоцен-плейстоценового рифтогенного поясов с континентальным субстратом – магматические очаги на границе мантии с ЗК. Механизмы возникновения подобных очагов рассмотрены вышеназванными исследователями.

Глубинные магматические очаги *андезитоидных* ВПП возникали за счёт частичного плавления вещества субдуцировавшей под окраину континента океанической плиты, металлоносных морских осадков и вышележащего мантийного слэба (клина), подвергавшегося метасоматическому преобразованию под воздействием флюидов, поднимавшихся от этой плиты при её дегидратации. Выплавлялись базитовые по составу, водонасыщенные, окисленные магмы с серой в сульфатной форме и халькофильными элементами – Cu и Au [54]. Тепло и флюиды, отделявшиеся при частич-

ной кристаллизации таких очагов в приподошвенной зоне литосферы, приводили к анатексису СВК последней. Появлявшиеся гибридные расплавы, из-за меньшей плотности в сравнении с вышележащими коровыми комплексами, поднимались («всплывали») по глубинным разломам на верхние уровни ЗК, достигая гранитного слоя. Происходили частичное расплавление и ассимиляция СВК этого слоя. В результате смешения мантийных и коровых расплавов появлялись магмы среднего состава (от андезитовых до дацитовых) – продуценты гранитоидов известково-щелочной серии. Их подъём на гипабиссальные и субвулканические уровни контролировался проницаемыми зонами, возникавшими при сдвиговых деформациях в областях сопряжения парных внутридуговых (осевых поясных) и поперечных по отношению к ним глубинных трансформных разломов [21, 22]. На глубинах до 15 км возникали «промежуточные» магматические очаги, которые в состоянии «неустойчивого равновесия» с небольшим, но варьирующим по интенсивности флюидным потоком, отражающим кинетически медленные процессы газоотделения и дренирования всё более глубинных остывающих и кристаллизующихся частей магматических камер («материнских» гранитоидных батолитов), могли существовать миллионы лет, проявляясь на дневной поверхности слабой вулканической и фумарольной активностью [58].

Важно отметить, что мощные промежуточные очаги и флюидные плюмы с концентрацией металлов, являющиеся главными факторами формирования гигантских МПМ андезитоидных ВПП, появлялись лишь на определённых отрезках магматических дуг при пологой субдукции океанических плит с асейсмичными хребтами и плато под континентальные окраины, которая приводила к росту мощности литосферы и латеральному сжатию с перерывом в вулканизме. Такая ситуация отмечается в отдельных сегментах андийских, кордильерских, центральноамериканских, азиатских и описанном новогвинейском (Маримуни) андезитоидных ВПП, где сосредоточено большинство МПМ мирового класса [21]. Практически все эти объекты принадлежат КМП РМС, в которых кроме них присутствуют рудные месторождения сопряжённых, унаследованных и реже более поздних (наложенных) РФТ [4, 11].

В принципе та же ситуация отмечается и в базальтоидных островодужных поясах – филиппин-

ских и дуги Санда, где также встречаются крупные (но не гигантские) Au-Cu-порфировые и сопряжённые с ними эпитептермальные благородно-металльные месторождения – КМП РМС Багио и Манкайян (Лепанто – FSE) (Филиппины); Бату Хайджау, Тумпангпиту, Иланг (Индонезия). Одним из необходимых условий их формирования является всё тот же режим сжатия, проявившийся при субдукции Индо-Австралийской плиты с океаническим плато Ру под Евро-Азиатскую и последней из них с хребтом Скарборо под Филиппинскую. Отличием являются меньшая мощность ЗК и положение рудоносных базитовых очагов в базальтовом слое, отсутствие коровой контаминации и соответственно рудных объектов унаследованного и наложенного типов в комплексных системах.

Глубинные очаги самого молодого на о. Новая Гвинея рифтогенного ВПП Папуасской складчатонадвиговой СФЗ возникли, по-видимому, ещё на этапе позднемиоценовой транспрессии с надвиганием террейнов Новогвинейской островной дуги и Мобильного пояса с миоценовым ВПП на северную окраину Австралийского кратона, вызванной дрейфом на запад Тихоокеанской плиты. Появление мантийных диапиров – источников шошонитовых магм в переходном слое между ЗК и астеносферой – произошло, вероятно, в плиоцене, когда этот регион с находящимся севернее Мобильным поясом испытал быстрое поднятие (орогенез) со сменой режима сжатия растяжением и возникновением глубоко проникающих рифтовых структур, по которым расплавы и флюиды поднимались в верхние слои коры. Эти процессы сопровождалась повторным переплавлением мантийных и литосферных блоков, обогащённых металлами в предшествующий субдукционный период, о чём, в частности, свидетельствует присутствие в описанных рудных районах (КМП РМС) плиоцен-плейстоценового ВПП Новой Гвинеи плутонов как шошонитовой, так и калиевой известково-щелочной серий, с формациями каждой из которых генетически связано разновозрастное орудование.

4. Определяющим фактором рудонакопления в значительных масштабах являлась обстановка «вскрытия» (разгрузки) рудно-магматических очагов. Возможными триггерами (спусковыми механизмами) этого процесса с катастрофичными по масштабам декомпрессией и выбросом флюидной фазы могли быть: надвиговые (взбросо-

сдвиговые) деформации с разрядкой тектонических напряжений, сопровождаемые сильными землетрясениями; обрушение вулканических сооружений при орогенезе со сменой режима сжатия растяжением; неоднократное поступление новых порций расплава из глубинных очагов в промежуточные, нарушавшее их состояние (вызывало выброс флюидонасыщенного расплава с его подъёмом на верхние гипсометрические уровни и возникновением порфировых штоков и даек-апофиз с мультистадийной порфировой минерализацией), и, наконец, эрозия поднятых тектонических блоков, приводившая к превышению гидростатического (флюидного) давления над литостатическим с гидроразрывом апикальных частей порфировых интрузивов и пород вскрыши и возникновением каркасов мелкой взрывной трещиноватости, по которым циркулировали рудоносные растворы.

Немаловажными при этих процессах являлись структурно-петрофизические условия вскрытия промежуточных гипабиссальных и субвулканических очагов [2, 3, 30, 58]. Наличие над кристаллизующимися интрузивами рудоносных формаций малопроницаемых толщ, склонных к пластическим деформациям (при высоких температурах и давлении), препятствующим возникновению трещинных структур и соответственно циркуляции рудообразующих растворов, таких как карбонатная толща формаций Дарай и Новогвинейской на Au-Cu-порфировых месторождениях Грасберг и Ок-Теди плиоцен-плейстоценового ВПП либо пород с упруго-вязкой деформационной природой с повышенными пределами прочности, таких как андезибазальтовые лавы формации Фареллонес с субвулканическими силлами и штоками долеритов мафического комплекса Теньенте на Cu-Mo-порфировых месторождениях Эль Теньенте, Рио Бланко – Лос Бронсес, Лос Пеламбрес в Чили, способствовало концентрации рудного вещества, что приводило в конечном итоге к образованию гигантских скоплений высокосортных руд. Необходимо также отметить, что магнетит-содержащие скарны, развитые по известнякам и доломитам, и богатые Fe магматические породы основного состава являлись геохимическими барьерами для рудоносных растворов.

Повышенная золотоносность штокверковых руд месторождений Грасберг и Ок-Теди, как и отсутствие на этих объектах аргиллизитовой шляпы с эпитермальным благороднометалльным оруде-

нением, тоже может быть объяснена экранирующим воздействием перекрывающей карбонатной толщи, которая препятствовала подъёму (в верхние части РМС) лёгкой газовой фазы с Au и Ag, обычно отделявшейся от высококонцентрированных рассолов, отлагавших в эндоконтактных областях порфировых штоков медно-порфировые руды.

5. На запасы сформировавшихся медно-порфировых месторождений определённо влияли продолжительность функционирования рудообразующих РМС и многостадийность минералообразования. По работам Р. Силлитоу, Дж. Мортенсена, В. Максаева, Дж. Каннелла, Дж. Чанга, У. Ли, К. Деккарта, М. Кьяради, Л. Каричи, Х. Штейна, П. Полларда, С. Шелле-Мишу, А. Циммермана, обобщённых П. Поллардом и др. [49], периоды рудоотложения на МПМ варьируют в широких пределах – от 5–2 млн лет (Эль-Сальвадор, Рио Бланко – Лос Бронсес, Лос-Пеламбрес, Куаллавеко и др. в центральных Андах, Юлонг в Тибете) до 1 млн лет–нескольких сотен тыс. лет (Эль-Теньенте, месторождения южных Карпат), а в некоторых случаях – до 100 и менее тыс. лет (Уафи-Голпу, Грасберг, Ок-Теди).

Продолжительность деятельности рудогенерирующих гидротермальных систем определяется периодами «раскрытия» промежуточных, а также глубинных магматических очагов – основных «поставщиков» металлоносных флюидов и необходимой энергии. Промежуточные очаги в режимах субдукционного и коллизионного сжатия (до орогенеза) в состоянии «неустойчивого равновесия» могли существовать, по оценкам Р. Силлитоу, Дж. Ричардса, С. Хейнрича, И. Штейнберга и др. исследователей, значительно большее время, чем продолжалось рудообразование – от сотен тысяч до первого десятка млн лет. Последнее можно предположить для очагов КМП РМС Уафи-Голпу и Фрида-Ривер – Нена надсубдукционного андезитоидного ВПП (Мобильного пояса) Новогвинейской металлогенической провинции.

Содержания металлов и запасы руд крупнейших Cu-Mo-порфировых месторождений (Чукикамата, Рио Бланко – Лос Бронсес, Эль-Сальвадор и др.), где обычно проявлены одна-две продуктивные стадии рудогенеза, хотя стадий минерализации обычно более десятка, «коррелируют» со значительной продолжительностью деятельности вмещающих их РМС (млн–сотни тыс. лет), определяемой долго живущими магматическими очагами.

Гигантские Au-(Mo)-Cu- и Au-Cu-порфировые объекты Новогвинейской провинции сформировались в существенно более короткие сроки (менее 200–100 тыс. лет), но стадий минерализации обычно несколько десятков, из них рудообразующих – не менее четырёх. Необычно высокие (для МПМ) содержания Au и Cu в рудах месторождений Грасберг и Ок-Теди обусловлены также упомянутыми «подэкранной» обстановкой рудоотложения и наличием скарновых залежей – геохимических барьеров для металлоносных флюидов. Кроме того, в составе многофазных интрузивных массивов, с которыми ассоциируют эти объекты, установлены дифференциаты не только шошонитовой серии рифтогенного плиоцен-плейстоценового ВПП, но и калиевой известково-щелочной предшествующего миоценового андезитовидного окраинно-континентального пояса. Как показано в работе К. Лэйса с соавторами [38], РМС Грасберг-Эрцберг фактически наложена на систему Гаджа-Тидур, образовавшуюся при становлении второго из названных ВПП. Интегральное рудонакопление отразилось в колоссальных запасах высокосортных Au-Cu-порфирового (Грасберг) и сопряжённых с ним скарновых (Кучинг-Лайр, Большой Госсан, Эртсбергская группа) месторождений. Такая же ситуация не исключена и для КМП РМС Ок-Теди, где на северном фланге находится многофазный плутон комплекса Маунт Иан габбро-диорит-монцитовой формации известково-щелочной серии андезитовидного ВПП.

Для КМП РМС Уафи-Голпу, принадлежащей последнему, причины возникновения огромных запасов высокосортных Au-Cu руд иные. Важной среди них, помимо наличия мощного рудоносного магматического очага, явилось интегральное мультистадийное рудонакопление, обусловленное многократным телескопированием расплава с металлоносными флюидами по сравнительно узкому трубообразному каналу с совмещением в геологическом пространстве многочисленных минеральных ассоциаций Au-Cu-порфирового (Голпу) и наложенного на него эпитептермального Au-Ag месторождения (Уафи). Не исключено, что при образовании этого объекта рудное вещество отчасти могло быть заимствовано из СВК аккрецированного к окраине Австралийской платформы островодужного базальтоидного Новогвинейского ВПП, что отразилось в повышенной золотоносности руд.

Рассмотренные геодинамические, структурно-петрофизические, геохимические факторы формирования гигантских медно-порфировых и сопряжённых скарновых и эпитептермальных благороднометалльных месторождений Новогвинейской металлогенической провинции могут быть использованы для совершенствования геолого-генетических моделей рудообразующих медно-порфировых РМС и построенных на их основе прогнозно-поисковых моделей рудных районов (узлов) и полей.

*Авторы глубоко благодарны Татьяне Александровне Чуриловой за техническую помощь в подготовке статьи.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И. И.* Геодинамика и мантийные корни рудных формаций. – М. : Министерство природных ресурсов Российской Федерации, всерос. науч.-исслед. геологический институт им. А. П. Карпинского и др., 1998. – 139 с.
2. *Звездов В. С.* Обстановки формирования крупных и сверхкрупных медно-порфировых месторождений // *Отечественная геология.* – 2019. – № 5. – С. 16–35.
3. *Звездов В. С.* Структурно-петрофизические обстановки формирования медно-порфировых штокверков // *Отечественная геология.* – 2021. – № 6. – С. 3–44.
4. *Звездов В. С., Мигачев И. Ф., Минина О. В.* Комплексные медно-порфировые рудно-магматические системы андезитовидных и базальтоидных вулканоплутонических поясов // *Отечественная геология.* – 2023. – № 5. – С. 35–71.
5. *Короновский Н. В., Демина Л. И.* Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. – М. : КДУ, 2011. – 234 с.
6. *Кривцов А. И.* Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. – М. : Недра, 1983. – 255 с.
7. *Кривцов А. И., Звездов В. С., Мигачев И. Ф., Минина О. В.* Медно-порфировые месторождения. Сер. Модели месторождений цветных и благородных металлов. – М. : ЦНИГРИ, 2001. – 232 с.

8. *Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Попов В. С.* Медно-порфиновые месторождения мира. – М. : Недра, 1986. – 236 с.
9. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Вып. «Медь» / А. И. Кривцов, И. Ф. Мигачев, А. Г. Волчков, Р. Н. Володин, В. С. Звездов, О. В. Минина, Ю. В. Никешин. – М. : ЦНИГРИ, 2002. – 212 с.
10. *Мигачев И. Ф., Звездов В. С., Конкин В. Д.* Палеотектоническая позиция базальтоидных вулканоплутонических поясов с медно-порфиrowыми месторождениями // Руды и металлы. – 2024. – № 3. – С. 28–46.
11. *Мигачев И. Ф., Звездов В. С., Минина О. В.* Формационные типы медно-порфиrowых месторождений и их рудно-магматические системы // Отечественная геология. – 2022. – № 1. – С. 26–48.
12. *Минина О. В., Звездов В. С., Мигачев И. Ф., Гирфанов М. М.* Крупные медно-порфиrowые рудно-магматические системы и их геотектоническая позиция. Обзор. – М. : ВИЭМС, 1991. – 54 с.
13. *Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи* : в 2 т. / Под ред. К. Найта. Т. 1. – М. : Мир, 1980. – 658 с.
14. *Рябчиков И. Д.* Происхождение мантийных метасоматизирующих флюидов // Метасоматиты докембрия и их рудоносность: сборник научных трудов. – М. : Наука, 1989. – С. 16–21.
15. *Соловьев С. Г.* Металлогения шоссонитового магматизма : в 2 т. – М. : Научный мир, 2014. – Т. 1. – 525 с. – Т. 2. – 470 с.
16. *Щеглов А. Д., Говоров И. Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли. – М. : Наука, 1985. – 324 с.
17. *Arnold G. O., Griffin T. J., Hodge C. C.* Geology of the Ok Tedi and southern Atbalmin // Geological Survey of Papua New Guinea. – 1 : 100,000 sheet and text. – Report 79/3. – 1979. – 98 p.
18. *Bainbridge A. L., Hitchman S. P., De Ross G. J.* Nena copper-gold deposit // Geology of Australian and Papua New Guinea mineral deposits: Melbourne, Australasian Institute of Mining and Metallurgy Monograph 22 / Eds. D. A. Berkman, D. H. Mackenzie. – 1988. – P. 855–861.
19. *Baldwin S. L., Fitzgerald P. G., Webb L. E.* Tectonics of the New Guinea region // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 2012. – V. 40, № 1. – P. 495–520.
20. *Bamford R. W.* The Mount Fubilan (Ok Tedi) porphyry copper deposit, Territory of Papua and New Guinea // Economic Geology. – 1972. – V. 67. – P. 1019–1033.
21. *Cook D. R., Hollings P., Walshe J. S.* Giant porphyry deposits: characteristics, distribution and tectonic controls // Economic Geology. – 2005. – V. 100, № 5. – P. 801–818.
22. *Corbett G. J., Leach T. M.* Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization // Society of Economic Geologists Special Publication. – 1998. – № 6. – 237 p.
23. *Davies H. L., Williamson A. N.* Explanatory notes to accompany Buna 1 : 250 000 geological map // Geological Survey of Papua New Guinea. – 2001. – P. 1–23.
24. *Dewey J., Bird J.* Plate Tectonics and Geosynclines // Tectonophysics. – 1970. – V. 10. – P. 625–638.
25. *Dow D. B.* A geological synthesis of Papua New Guinea // Bureau of Mineral Resources (Aust.), Geology and Geophysics. – Bulletin 201. – 1977. – 41 p.
26. *Findlay R. H., Arumba J., Abbott L. D., Nekitel D., Ninkama J., Kop G., Tekeve B.* The stratigraphy and tectonics of Markham: Explanatory notes to accompany the revision of the Markham 1 : 250 000 geological atlas // Geological Survey of Papua New Guinea. – 1997.
27. *Frieda River Copper and Gold Project* [Электронный ресурс]. – URL : <http://www.highlandspacific.com> (дата обращения 25.12.2024)
28. *Friehauf K. C., Titley S. R., Gibbins S. L.* Porphyry-style mineralisation in the Ertsberg diorite, Gunung Bijih (Ertsberg/Grasberg) district, West Papua, Indonesia // Super porphyry copper and gold deposits – a global perspective, PGC Publishing, Adelaide / Ed. T. M. Porter. – 2005. – V. 2. – P. 357–366.
29. *Gibbins S. L.* The magmatic and hydrothermal evolution of the Ertsberg intrusion in the Gunung Bijih (Ertsberg) mining district, West Papua, Indonesia. The Ph.D. dissertation. – Tucson : The University of Arizona, 2006. – 384 p.
30. *Gow P. A., Walshe J. L.* The role of preexisting geologic architecture in the formation of giant porphyry-related Cu ± Au deposits: examples from New Guinea and Chile // Economic Geology. – 2005. – V. 100. – P. 819–833.
31. *Hall R. J., Britten R. M., Henry D. D.* Frieda River copper-gold deposits // Geology of the mineral deposits of Australia Papua New Guinea. Melbourne, Australasian Institute of Mining and Metallurgy Monograph 14 / Ed. F. E. Hughes. – 1990. – V. 2. – P. 1709–1715.
32. *Hill K.C., Hall R.* Mesozoic-Cenozoic evolution of Australia's New Guinea margin in a west Pacific context // Geological Society of America. – 2003. – Special Paper 372. – P. 265–290.
33. *Hill K., Kendrick R., Crowhurst P., Gow P.* Copper-gold mineralization in New Guinea: tectonics, lineaments, thermochronology and structure // Australian Journal of Earth Sciences. – 2002. – V. 49. – P. 737–752.
34. *Hronsky J. A. M., Groves D. A., Loucks R. R., Begg G. C.* A unified model for gold mineralization in accretionary orogens and implications for regional-scale exploration targeting methods // Mineralium Deposita. – 2012. – V. 47. – P. 339–358.
35. *Issel A., Edgar I., Seymour E. D.* Summary of mineral reserves and mineral resources for Grasberg minerals

- district central Papua // Indonesia technical report prepared by freeport. – McMoRan Inc. – 2023. – 81 p.
36. *Katchan G.* Mineralogy and geochemistry of the Ertsberg (Gunung Bijih) and Ertsberg East (Gunung Bijih Timur) skarns, Irian Jaya Indonesia and the Ok Tedi skarn, Papua New Guinea // The Ph.D. dissertation. – Australia : University of Sydney, 1982. – 498 p.
  37. *Large S. J. E., Quadt A., Wotzlaw J.-F.* [et. al.] Magma evolution leading to porphyry Au-Cu mineralization at the Ok Tedi deposit, Papua New Guinea: trace element geochemistry and high-precision geochronology of igneous zircon // *Economic Geology*. – 2018. – V. 113. – P. 39–61.
  38. *Leys C., Schwarz A., Cloos M., Widodo S., Kyle R., Siraait J.* Grasberg Copper-Gold-(Molybdenum) Deposit: Product of Two Overlapping Porphyry Systems // Society of Economic Geologists, Inc. SEG Special Publications. – 2020. – № 23. – P. 599–620.
  39. *Lowell J. D., Guilbert J. M.* Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits // *Economic Geology*. – 1970. – V. 65. – P. 373–409.
  40. *Mason R. A.* Structure of the Alice anticline, Papua New Guinea: Serial balanced cross-sections and their restoration // *Journal of Structural Geology*. – 1994. – V. 19. – P. 719–734.
  41. *Mathur R., Ruiz J., Tittley S., Gibbons S., Margotomo W.* Different crustal sources for Au-rich and Au-poor ores of the Grasberg Cu-Au porphyry deposit // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2000. – V. 183. – P. 7–14.
  42. *McDowell F. W., McMahan T. P., Warren P. Q.* [et. al.] Pliocene Cu-Au-bearing igneous intrusions of the Gunung Bijih (Ertsberg) district, Irian Jaya, Indonesia: K-Ar geochronology // *Journal of Geology*. – 1996. – V. 104. – P. 327–340.
  43. *McMahan T. P.* Pliocene intrusions in the Gunung Bijih (Ertsberg) Mining District, Irian Jaya, Indonesia: petrography and mineral chemistry // *International Geology Review*. – 1994. – V. 36. – P. 820–849.
  44. *McMahan T. P.* Pliocene intrusions in the Gunung Bijih (Ertsberg) Mining District, Irian Jaya, Indonesia: major and trace element chemistry // *International Geology Review*. – 1994. – V. 36. – P. 925–946.
  45. *Muller D., Groves D. I.* Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Berlin-Heidelberg-New York, Springer-Verlag. – 1997. – 238 p.
  46. *Papua New Guinea Wafi-Golpu project including the Golpu, Wafi and Nambonga deposits // Mineral Resources and Mineral Reserves Report.* Harmony Gold Mining Company Ltd. 2021.
  47. *Page R. W.* Geochronology of Late Tertiary and Quaternary mineralized intrusive porphyries in the Star Mountains of Papua New Guinea and Irian Jaya: *Economic Geology*. – 1975. – V. 70. – P. 928–936.
  48. *Paterson J. T., Cloos M.* Grasberg porphyry Cu-Au deposit, Papua, Indonesia: 1. Magmatic history; 2. Pervasive hydrothermal alteration // *Super porphyry Cu and Au deposits. A Global Perspective // Ed. T. M. Porter*. – 2005. – P. 313–355.
  49. *Pollard P. J., Jongens R., Stein H., Fanning M., Smillie R.* Rapid formation of porphyry and skarn copper-gold mineralization in a postsubduction environment: Re-Os and U-Pb geochronology of the Ok Tedi mine, Papua New Guinea // *Economic Geology*. – 2021. – V. 16, № 3. – P. 533–558.
  50. *Pollard P. J., Taylor R. J., Peters L.* Ages of intrusion, alteration and mineralization at the Grasberg Cu-Au deposit, Papua, Indonesia // *Economic Geology*. – 2005. – V. 100. – P. 1005–1020.
  51. *PorterGeo Database [Электронный ресурс]*. – URL : <https://portergeo.com.au/database/mineinfo.asp?mineid=mn054> (дата обращения 09.01.2025)
  52. *Prendergast K., Clarke G. W., Pearson N. J., Harris K.* Genesis of pyrite-Au-As-Zn-Bi-Te zones associated with Cu-Au skarns: evidence from the Big Gossan and Wanagon gold deposits, Ertsberg District, Papua, Indonesia // *Economic Geology*. – 2005. – V. 100. – P. 1021–1050.
  53. *Richards J. P.* Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits – products of remelting subduction-modified lithosphere // *Geology*. – 2009. – V. 37, № 3. – P. 247–250.
  54. *Richards J. P.* Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation // *Economic Geology*. – 2003. – V. 98. – P. 1515–1533.
  55. *Rinne M. L., Cooke D. R., Harris A. C.* [et. al.] Geology and geochronology of the Golpu porphyry and Wafi epithermal, Morobe province, Papua New Guinea // *Economic Geology*. – 2018. – V. 113. – P. 271–294.
  56. *Rubin J. N., Kyle J. R.* Precious metal mineralogy in porphyry-, skarn-, and replacement-type ore deposits of the Ertsberg (Gunung Bijih) district, Irian Jaya, Indonesia // *Economic Geology*. – 1997. – V. 92. – P. 535–550.
  57. *Sapie B., Cloos M.* Strike-slip faulting and veining in the Grasberg Giant Porphyry Cu-Au Deposit, Gunung Bijih (Ertsberg) Mining District, Irian Jaya, Indonesia // *Grasberg Structure*. – 2002. – P. 1–60.
  58. *Sillitoe R. H.* Porphyry Copper Systems // *Economic Geology*. – 2010. – V. 105. – P. 3–41.
  59. *Singer D. A., Berger V. I., Moring B. C.* Porphyry copper deposits of the world: database and tonnage models // U.S. Geological Survey. – 2008 [Электронный ресурс]. – URL : <https://pubs.usgs.gov/of/2008/1155/>
  60. *Van Dongen M., Weinberg R. F., Tomkins A. G.* Grade distribution of the giant Ok Tedi Cu-Au deposit, Papua New Guinea // *Economic Geology*. – 2013. – V. 108. – P. 1773–1781.
  61. *Woodhead J., Hergt J., Sandiford M., Johnson W.* The big crunch: Physical and chemical expressions of arc/continent collision in the Western Bismarck arc // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2010. – V. 190. – P. 11–24.

REFERENCES

1. *Abramovich I. I.* Geodinamika i mantiynnye korni rudnykh formatsiy [Geodynamics and mantle roots of ore formations], Moscow, MPR publ., A. P. Karpinsky Institute publ., 1998, 139 p. (In Russ.)
2. *Zvezdov V. S.* Obstanovki formirovaniya krupnykh i sverkhkrupnykh medno-porfirovykh mestorozhdeniy [Formation environments of large and super-large copper-porphyry deposits], *Otechestvennaya geologiya*, 2019, No. 5, pp. 16–35. (In Russ.)
3. *Zvezdov V. S.* Strukturno-petrofizicheskiye obstanovki formirovaniya medno-porfirovykh shtokverkov [Structural and petrophysical settings for the formation of copper-porphyry stockworks], *Otechestvennaya geologiya*, 2021, No. 6, pp. 3–44. (In Russ.)
4. *Zvezdov V. S., Migachev I. F., Minina O. V.* Kompleksnyye medno-porfirovyye rudno-magmaticheskiye sistemy andezitoidnykh i bazaltoidnykh vulkanoplutonicheskikh poyasov [Complex copper-porphyry ore-magmatic systems of andesitic and basaltoid volcano-plutonic belts], *Otechestvennaya geologiya*, 2023, No. 5, pp. 35–71. (In Russ.)
5. *Koronovskiy N. V., Demina L. I.* Magmatizm kak indikator geodinamicheskikh obstanovok [Magmatism as an indicator of geodynamic conditions], Moscow, KDU publ., 2011, 234 p. (In Russ.)
6. *Krivtsov A. I.* Geologicheskiye osnovy prognozirovaniya i poiskov medno-porfirovykh mestorozhdeniy [Geological foundations of forecasting and prospecting for copper-porphyry deposits], Moscow, Nedra publ., 1983, 255 p. (In Russ.)
7. *Krivtsov A. I., Zvezdov V. S., Migachev I. F., Minina O. V.* Medno-porfirovyye mestorozhdeniya. Ser. Modeli mestorozhdeniy tsvetnykh i blagorodnykh metallov [Copper-porphyry deposits. Series: Models of deposits of non-ferrous and noble metals], Moscow, TSNIGRI publ., 2001, 232 p. (In Russ.)
8. *Krivtsov A. I., Migachev I. F., Popov V. S.* Medno-porfirovyye mestorozhdeniya mira [Copper-porphyry deposits of the world], Moscow, Nedra publ., 1986, 236 p. (In Russ.)
9. *Metodicheskoye rukovodstvo po otsenke prognoznnykh resursov almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov. Vyp. Med* [Methodological Guide for Assessing the Predicted Resources of Diamonds, Precious and Non-Ferrous Metals. Issue “Copper”], A. I. Krivtsov, I. F. Migachev, A. G. Volchkov, R. N. Volodin, V. S. Zvezdov, O. V. Minina, Yu. V. Nikeshin, Moscow, TSNIGRI publ., 2002, 212 p. (In Russ.)
10. *Migachev I. F., Zvezdov V. S., Konkin V. D.* Paleotektonicheskaya pozitsiya bazaltoidnykh vulkano-plutonicheskikh poyasov s medno-porfirovyimi mestorozhdeniyami [Paleotectonic position of basaltoid volcano-plutonic belts with copper-porphyry deposits], *Rudy i metally*, 2024, No. 3, pp. 28–46. (In Russ.)
11. *Migachev I. F., Zvezdov V. S., Minina O. V.* Formatsionnyye tipy medno-porfirovykh mestorozhdeniy i ikh rudno-magmaticheskiye sistemy [Formation types of copper-porphyry deposits and their ore-magmatic systems], *Otechestvennaya geologiya*, 2022, No. 1, pp. 26–48. (In Russ.)
12. *Minina O. V., Zvezdov V. S., Migachev I. F., Girfanov M. M.* Krupnyye medno-porfirovyye rudno-magmaticheskiye sistemy i ikh geotektonicheskaya pozitsiya. Obzor [Large copper-porphyry ore-magmatic systems and their geotectonic position. Review], Moscow, VIEMS publ., 1991, 54 p. (In Russ.)
13. *Poleznyye iskopayemyye Avstralii i Papua Novoy Gvinei* [Useful minerals of Australia and Papua New Guinea: in 2 volumes], ed. K. Nayt, V. 1, Moscow, Mir publ., 1980, 658 p. (In Russ.)
14. *Ryabchikov I. D.* Proiskhozhdeniye mantiynnykh metasomatiziruyushchikh flyuidov [Origin of mantle metasomatizing fluids], *Metasomatity dokembriya i ikh rudonosnost: sbornik nauchnykh trudov*, Moscow, Nauka publ., 1989, pp. 16–21. (In Russ.)
15. *Solovyev S. G.* Metallogeniya shoshonitovogo magmatizma : v 2 t. [Metallogeny of shoshonitic magmatism: in 2 volumes], Moscow, Nauchnyy mir publ., 2014, V. 1, 525 p., V. 2, 470 p. (In Russ.)
16. *Shcheglov A. D., Govorov I. N.* Nelineynaya metallogeniya i glubiny Zemli [nonlinear metallogeny and the depths of the Earth], Moscow, Nauka publ., 1985, 324 p. (In Russ.)
17. *Arnold G. O., Griffin T. J., Hodge C. C.* Geology of the Ok Tedi and southern Atbalmin, Geological Survey of Papua New Guinea, 1 : 100,000 sheet and text, Report 79/3, 1979, 98 p.
18. *Bainbridge A. L., Hitchman S. P., De Ross G. J.* Nena copper-gold deposit, Geology of Australian and Papua New Guinea mineral deposits: Melbourne, Australasian Institute of Mining and Metallurgy Monograph 22, Ed. D. A. Berkman, D. H. Mackenzie, 1988, pp. 855–861.
19. *Baldwin S. L., Fitzgerald P. G., Webb L. E.* Tectonics of the New Guinea region, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2012, V. 40, No. 1, pp. 495–520.
20. *Bamford R. W.* The Mount Fubilan (Ok Tedi) porphyry copper deposit, Territory of Papua and New Guinea, *Economic Geology*, 1972, V. 67, pp. 1019–1033.
21. *Cook D.R., Hollings P., Walshe J. L.* Giant porphyry deposits: characteristics, distribution and tectonic controls, *Economic Geology*, 2005, V. 100, No. 5, pp. 801–818.
22. *Corbett G. J., Leach T. M.* Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization, *Society of Economic Geologists Special Publication*, 1998, No. 6, 237 p.
23. *Davies H. L., Williamson A. N.* Explanatory notes to accompany Buna 1:250,000 geological map, Geological Survey of Papua New Guinea, 2001, pp. 1–23.

24. Dewey J., Bird J. Plate Tectonics and Geosynclines, Tectonophysics, 1970, V. 10, pp. 625–638.
25. Dow D. B. A geological synthesis of Papua New Guinea, Bureau of Mineral Resources (Aust.), Geology and Geophysics, Bulletin 201, 1977, 41 p.
26. Findlay R. H., Arumba J., Abbott L. D., Nekitel D., Ninkama J., Kop G., Tekeve B. The stratigraphy and tectonics of Markham: Explanatory notes to accompany the revision of the Markham 1:250,000 geological atlas, Geological Survey of Papua New Guinea, 1997.
27. Frieda River Copper and Gold Project, available at: <http://www.highlandspacific.com> (25.12.2024)
28. Friehauf K. C., Titley S. R., Gibbins S. L. Porphyry-style mineralisation in the Ertsberg diorite, Gunung Bijih (Ertsberg/Grasberg) district, West Papua, Indonesia, Super porphyry copper and gold deposits – a global perspective, PGC Publishing, Adelaide, Ed. T. M. Porter, 2005, V. 2, pp. 357–366.
29. Gibbins S. L. The magmatic and hydrothermal evolution of the Ertsberg intrusion in the Gunung Bijih (Ertsberg) mining district, West Papua, Indonesia. The Ph.D. dissertation, Tucson, The University of Arizona, 2006, 384 p.
30. Gow P. A., Walshe J. L. The role of preexisting geologic architecture in the formation of giant porphyry-related Cu ± Au deposits: examples from New Guinea and Chile, Economic Geology, 2005, V. 100, pp. 819–833.
31. Hall R. J., Britten R. M., Henry D. D. Frieda River copper-gold deposits, Geology of the mineral deposits of Australia Papua New Guinea. Melbourne, Australasian Institute of Mining and Metallurgy Monograph 14, Ed. F. E. Hughes, 1990, V. 2, pp.1709–1715.
32. Hill K.C., Hall R. Mesozoic-Cenozoic evolution of Australia's New Guinea margin in a west Pacific context, Geological Society of America, 2003, Special Paper 372, pp. 265–290.
33. Hill K., Kendrick R., Crowhurst P., Gow P. Copper-gold mineralization in New Guinea: tectonics, lineaments, thermochronology and structure, Australian Journal of Earth Sciences, 2002, V. 49, pp. 737–752.
34. Hronsky J. A. M., Groves D. A., Loucks R. R., Begg G. C. A unified model for gold mineralization in accretionary orogens and implications for regional-scale exploration targeting methods, Mineralium Deposita, 2012, V. 47, pp. 339–358.
35. Issel A., Edgar I., Seymour E. D. Summary of mineral reserves and mineral resources for Grasberg minerals district central Papua, Indonesia technical report prepared by Freeport, McMoRan Inc, 2023, 81 p.
36. Katchan G. Mineralogy and geochemistry of the Ertsberg (Gunung Bijih) and Ertsberg East (Gunung Bijih Timur) skarns, Irian Jaya Indonesia and the Ok Tedi skarn, Papua New Guinea // The Ph.D. dissertation. – Australia : University of Sydney, 1982. – 498 p.
37. Large S. J. E., Quadri A., Wotzlaw J.-F. [et. al.] Magma evolution leading to porphyry Au-Cu mineralization at the Ok Tedi deposit, Papua New Guinea: trace element geochemistry and high-precision geochronology of igneous zircon // Economic Geology. – 2018. – V. 113. – P. 39–61.
38. Leys C., Schwarz A., Cloos M., Widodo S., Kyle R., Siraït J. Grasberg Copper-Gold-(Molybdenum) Deposit: Product of Two Overlapping Porphyry Systems // Society of Economic Geologists, Inc. SEG Special Publications. – 2020. – № 23. – P. 599–620.
39. Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits // Economic Geology. – 1970. – V. 65. – P. 373–409.
40. Mason R. A. Structure of the Alice anticline, Papua New Guinea: Serial balanced cross-sections and their restoration, Journal of Structural Geology, 1994, V. 19, pp. 719–734.
41. Mathur R., Ruiz J., Titley S., Gibbins S., Margotomo W. Different crustal sources for Au-rich and Au-poor ores of the Grasberg Cu-Au porphyry deposit, Earth and Planetary Science Letters, 2000, V. 183, pp. 7–14.
42. McDowell F. W., McMahon T. P., Warren P. Q. [et. al.] Pliocene Cu-Au-bearing igneous intrusions of the Gunung Bijih (Ertsberg) district, Irian Jaya, Indonesia: K-Ar geochronology, Journal of Geology, 1996, V. 104, pp. 327–340.
43. McMahon T. P. Pliocene intrusions in the Gunung Bijih (Ertsberg) Mining District, Irian Jaya, Indonesia: petrography and mineral chemistry, International Geology Review, 1994, V. 36, pp. 820–849.
44. McMahon T. P. Pliocene intrusions in the Gunung Bijih (Ertsberg) Mining District, Irian Jaya, Indonesia: major and trace element chemistry, International Geology Review, 1994, V. 36, pp. 925–946.
45. Muller D., Groves D. I. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Berlin-Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 1997, 238 p.
46. Papua New Guinea Wafi-Golpu project including the Golpu, Wafi and Nambonga deposits, Mineral Resources and Mineral Reserves Report. Harmony Gold Mining Company Ltd. 2021.
47. Page R. W. Geochronology of Late Tertiary and Quaternary mineralized intrusive porphyries in the Star Mountains of Papua New Guinea and Irian Jaya: Economic Geology, 1975, V. 70, pp. 928–936.
48. Paterson J. T., Cloos M. Grasberg porphyry Cu-Au deposit, Papua, Indonesia: 1. Magmatic history; 2. Pervasive hydrothermal alteration, Super porphyry Cu and Au deposits. A Global Perspective, ed. T. M. Porter, 2005, pp. 313–355.
49. Pollard P. J., Jongens R., Stein H., Fanning M., Smillie R. Rapid formation of porphyry and skarn copper-gold mineralization in a postsubduction environment: Re-Os and U-Pb geochronology of the Ok Tedi mine, Papua New Guinea, Economic Geology, 2021, V. 16, No. 3, pp. 533–558.

50. *Pollard P. J., Taylor R. J., Peters L.* Ages of intrusion, alteration and mineralization at the Grasberg Cu-Au deposit, Papua, Indonesia, *Economic Geology*, 2005, V. 100, P. 1005–1020.
51. *PorterGeo* Database, available at: <https://portergeo.com.au/database/mineinfo.asp?mineid=mn054> (09.01.2025)
52. *Prendergast K., Clarke G. W., Pearson N. J., Harris K.* Genesis of pyrite-Au-As-Zn-Bi-Te zones associated with Cu-Au skarns: evidence from the Big Gossan and Wanagon gold deposits, Ertsberg District, Papua, Indonesia, *Economic Geology*, 2005, V. 100, pp. 1021–1050.
53. *Richards J. P.* Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits – products of remelting subduction-modified lithosphere, *Geology*, 2009, V. 37, No. 3, pp. 247–250.
54. *Richards J. P.* Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation, *Economic Geology*, 2003, V. 98, pp. 1515–1533.
55. *Rinne M. L., Cooke D. R., Harris A. C.* [et. al.] Geology and geochronology of the Golpu porphyry and Wafi epithermal, Morobe province, Papua New Guinea, *Economic Geology*, 2018, V. 113, pp. 271–294.
56. *Rubin J. N., Kyle J. R.* Precious metal mineralogy in porphyry-, skarn-, and replacement- type ore deposits of the Ertsberg (Gunung Bijih) district, Irian Jaya, Indonesia, *Economic Geology*, 1997, V. 92, pp. 535–550.
57. *Sapie B., Cloos M.* Strike-slip faulting and veining in the Grasberg Giant Porphyry Cu-Au Deposit, Gunung Bijih (Ertsberg) Mining District, Irian Jaya, Indonesia, *Grasberg Structure*, 2002, pp. 1–60.
58. *Sillitoe R. H.* Porphyry Copper Systems, *Economic Geology*, 2010, V. 105, pp. 3–41.
59. *Singer D. A., Berger V. I., Moring B. C.* Porphyry copper deposits of the world: database and tonnage models, U.S. Geological Survey, 2008 available at: <https://pubs.usgs.gov/of/2008/1155/>
60. *Van Dongen M., Weinberg R. F., Tomkins A. G.* Grade distribution of the giant Ok Tedi Cu-Au deposit, Papua New Guinea, *Economic Geology*, 2013, V. 108, pp. 1773–1781.
61. *Woodhead J., Hergt J., Sandiford M., Johnson W.* The big crunch: Physical and chemical expressions of arc/continent collision in the Western Bismarck arc, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2010, V. 190, pp. 11–24.

Статья поступила в редакцию 18.11.24; одобрена после рецензирования 15.12.24; принята к публикации 15.12.24.  
The article was submitted 18.11.24; approved after reviewing 15.12.24; accepted for publication 15.12.24.