

УДК 553.481 (571.6)

**В.А. Степанов**

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДАМБУКИНСКОГО  
НИКЕЛЕНОСНОГО РАЙОНА СТАНОВОЙ ПРОВИНЦИИ**

*Приведено описание геологического строения Дамбукинского никеленосного района Становой провинции Верхнего Приамурья. Детально изучены стратиграфические и интрузивные комплексы, а также тектонические структуры. Установлено, что потенциально никеленосным является джалтинский интрузивный комплекс раннемелового возраста. В состав комплекса входят малые интрузии, силлы и дайки габброидов, пироксенитов, кортландитов и дунитов.*

*Ключевые слова: рудный район, стратиграфия, тектоника, магматизм, медно-никелевая руда.*

---

**Д**амбукинскому никеленосному району отвечает блок раннеархейских метаморфических образований (площадью около 1500 км<sup>2</sup>), слагающих основание Становой складчато-глыбовой области (рис. 1). Он имеет треугольную форму и ограничен с юго-запада Желтулакским разломом, а с севера – Пригилюйским, отделяющим блок от позднеархейских комплексов Алдано-Становой складчато-глыбовой области. В пределах района кроме многочисленных давно известных месторождений россыпного, в меньшей степени рудного золота, в последние годы выявлены рудопроявления никеля, генетически связанные с малыми интрузиями, силлами и дайками джалтинского комплекса габброидов, пироксенитов, кортландитов и дунитов раннемелового возраста. Из нерудных полезных ископаемых следует отметить рудопроявления графита, а также находки алмазов.

**Стратиграфия**

Статифицируемые образования района представлены метаморфическими образованиями раннего архея, вулканитами раннемелового возраста и рыхлыми неоген-четвертичными образованиями.

Метаморфические образования представлены раннеархейскими породами дамбукинской серии, метаморфизованными в амфиболитовой и гранулитовой фациях. В составе серии выделяются три свиты: нижняя – дубакитская, средняя – камрайская и верхняя – ульдегитская (Н.Н. Петрук, 2002 г.).

Породы дубакитской свиты характеризуются основным составом с преобладанием пироксеновых, амфиболовых, двупироксен-амфиболовых, диопсид-амфиболовых, биотит-гиперстеновых кристаллических сланцев, среди которых отмечаются прослой амфиболитов и гнейсов. Мощность свиты составляет более 1500 м. Камрайская свита отличается пестрым составом слагающих ее пород. Для нее наиболее характерны биотит-графитовые, гранат-биотит-графитовые, гранат-графит-биотитовые, биотит-гранат-графитовые плагиогнейсы, двупироксен-амфибол-гранатовые, гранат-амфиболовые, диопсид-амфиболовые кристаллические сланцы, амфиболиты и гранатовые амфиболиты. Среди них присутствуют прослой и линзы железистых кварцитов, реже кальцифиров. Амфиболиты и гранатовые амфиболиты содержат рассеянную вкрапленность пирротина. Общая мощность свиты около 4000 м. Венчающая разрез дамбукинской серии ульдегитская свита представлена грубым чередованием пачек диафторированных амфибол- и пироксенсодержащих гнейсов с кристаллическими сланцами основного состава. Мощность свиты около 1000 м.

Нижнемеловые вулканиты слагают обособленные изометричной формы впадины в восточной части блока (Вангинская и Уганская). В пределах Вангинской впадины распространены существенно грубообломочные отложения калининской свиты, представленные конгломератами с различной величиной обломков и фангломератами, которые перемежаются с прослоями и линзами песчаников и алевролитов. Выше залегают вулканогенные породы вангинской свиты, состоящие из двух толщ – нижней андезит-дацитовый и верхней туфогенно-риолитовой. Флористически охарактеризованные туфопесчаники андезит-дацитовый толщи и толщи туфов риолитов соответствуют верхней юре — нижнему мелу.

В Уганской впадине вулканогенная толща делится на две: нижнюю-андезит-дацитовую, относящуюся к андезитовой формации, и верхнюю-туфов риолитов, риолитовой формации. Комплекс субвулканических интрузий, синхронный с накоплением андезит-дацитовый толщи, представлен некками, штоками и дайками андезитов, андезибазальтов и дацитов. В образованиях уганской свиты обнаружены остатки флоры альбского возраста и спорово-пыльцевые комплексы, соответствующие раннему мелу.



распространены в центральной и восточной частях блока, где занимают значительные площади. Гранитоиды имеют палингенное происхождение, залегают среди раннеархейских кристаллических сланцев и гнейсов и имеют с ними секущие контакты. В краевых частях массивов широко распространены ксенолиты метаморфических пород, иногда развита мигматизация.

Массивы позднестанового комплекса представлены мусковитовыми, двуслюдяными и биотитовыми субщелочными лейкогранитами и гранодиоритами. Наиболее крупный Джалонский массив находится в северной части рудного района.

#### *Джалтинский интрузивный комплекс*

Описание джалтинского комплекса приведено, главным образом, по материалам [2, 3]. Породы раннемелового джалтинского интрузивного комплекса слагают многочисленные мелкие (до 5 км<sup>2</sup>) массивы, дайки и силлы, ранее рассматриваемые в качестве раннеархейских и раннепротерозойских образований. Протяженность даек и силлов достигает 1–2 км, при мощности в первые десятки метров. Комплекс сложен преимущественно мезократовыми и меланократовыми роговообманковыми и гранат-роговообманковыми габброидами, плагиоклазовыми и пироксеновыми горнблендитами, пироксенитами, кортландитами (роговообманковыми перидотитами), реже дунитами. Для пород комплекса, кроме дунитов, характерно присутствие флогопита и роговой обманки – паргасита для кортландитов и буровато-зеленой роговой обманки для габброидов. Габброиды, пироксениты и горнблендиты нередко отмечаются в составе единых интрузивных тел. К силлам и дайкам кортландитов и пироксенитов приурочено платиносодержащее медно-никелевое оруденение. Породы нередко подвержены вторичным изменениям: окварцеванию, амфиболитизации, пропилитизации с широким развитием в породах эпидота, хлорита, актинолита, что наряду с тектоническим воздействием приводит к появлению плагиоклаз-роговообманковых сланцев.

**Петрография пород джалтинского комплекса.** Кортландиты тёмно-серые до черного разноморфнозернистые от крупно- до среднезернистого породы. Структура – гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая. Породы сложены на 40–50 % объёма мелко-среднезернистым агрегатом оливина (10 %), бронзита (15–50 %), клинопироксена (до 5 %), зелёной шпинеле-

ли (до 10 %) и флогопита (до 5 %). Этот мелко-среднезернистый агрегат цементируется зёрнами и таблицами изометричной, реже слабо удлинённой формы, размером 0,1–8 мм свежей бледно окрашенной зеленоватой роговой обманки (паргасит), составляющей половину объёма породы.

Оливин образует бесцветные, прозрачные зёрна, слабо замешённые вторичным пылеватым магнетитом по трещинам спайности. Зёрна преимущественно изометричные размером 0,5–3,0 мм и слегка удлинённые со скруглёнными краями. Бронзит размером 0,5–3,0 мм обладает ясным плеохроизмом в розовых тонах с хорошей спайностью, свежий. Он резко преобладает над почти бесцветным клинопироксеном, который образует подобные же кристаллы, но без плеохроизма. Прозрачная зелёная шпинель (плеонаст) присутствует в виде ограниченных зёрен (0,1–1,0 мм) в ассоциации преимущественно с оливином и бронзитом, реже наблюдается в качестве пойкилитовых включений в роговой обманке, клинопироксене, бронзите, оливине. Слабо окрашенный коричневатый флогопит слагает таблички, листочки (от 0,5 мм до 5 мм), приуроченные к интерстициям. Присутствуют зерна пирротина (0,1–0,2х0,5 мм<sup>2</sup>) изометричной и удлинённой формы. Породы иногда расщелены тонкими (0,2 мм) прожилками, выполненными мелкочешуйчатым агрегатом карбоната, куммингтонита, актинолита. Вдоль прожилков отмечаются полные псевдоморфозы по клинопироксену, выполненные почти бесцветным тремолитом, а также каймы актинолита по роговой обманке. Отмечаются также более тонкие (до 0,1 мм) прожилки, заполненные тонкочешуйчатым агрегатом талька и хлорита.

*Горнblendиты.* Текстура массивная. Структура мелко-среднекристаллическая (0,1–2 мм). Минеральный состав: амфибол – 75–95 %, рудные минералы – до 20 %, биотит (до 1–2 %), сфен, эпидот (до 2 %).

Амфибол представлен буро-зеленой роговой обманкой (паргасит) — до 40 % и светлоокрашенной уралитизированной роговой обманкой, образующей удлиненные призмы (0,1–2 мм). Биотит образует мелкие (до 0,3 мм) листочки, распределенные по всей массе породы. Пирит наблюдается в виде небольших зерен (0,1–0,2 мм), образующих кубики и аллотриоморфные скопления. Сфен и эпидот встречаются в виде очень мелких зерен.

*Роговообманковый пироксенит.* Текстура массивная. Структура мелкозернистая (0,5–2 мм), гипидиоморфнозернистая; структура замещения. Минеральный состав: плагиоклаз – 10 %, клинопироксен – 65 %, роговая обманка – 20 %.

Клинопироксен образует гипидиоморфные зерна (0,5–2 мм). Минерал замещается эпидотом (до 15 % объема зерен). Роговая обманка – буроватая светлоокрашенная, образует небольшие зерна (0,5–1 мм), замещается эпидотом и сфеном. Плагиоклаз наблюдается в виде гипидиоморфных зерен (0,5 мм), замещается эпидотом, кварцем. Вторичные минералы: эпидот – 10 %, кварц – до 5 %. Эпидот наблюдается в виде зерен (0,3 мм) с яркой интерференционной окраской.

*Амфиболовые габбро* слагают шпирсы крупнозернистого строения в мелко-среднезернистых габброидах. Структура пород крупнокристаллическая (до 8 мм), гетеробластовая до пойкилобластовой. Минеральный состав: амфибол – 60 %, плагиоклаз – 25 %, эпидот – 5 %, кварц – 5 %, сфен, рудный минерал, окислы железа.

Амфибол представлен очень бледно-окрашенной буроватой роговой обманкой, образующей призмы до 8 мм. Плагиоклаз наблюдается в виде таблиц (до 1 мм). Минерал сосюритизирован. Эпидот встречается в виде очень мелких зерен (0,2–0,5 мм) с яркой интерференционной окраской. Кварц образует мелкие зерна (0,2–0,3 мм) с волнистым погасанием. Порода подвержена эпигенетическим изменениям: окислы железа, сосюрит, уралит(?).

*Плагиоклазовый горнблендит.* Текстура массивная. Структура мелкозернистая (0,3–2 мм), гипидиоморфнозернистая. Наблюдаются элементы структур замещения. Минеральный состав: роговая обманка – 82 %, плагиоклаз – 13 %.

Бурая роговая обманка образует гипидиоморфные призмы (0,3–2 мм). Ядра крупных зерен роговой обманки содержат включения тонкозернистого рудного минерала. Плагиоклаз (№ 38) образует мелкие (0,3 мм) гипидиоморфные таблицы. Минерал сдвойникован полисинтетически. Вторичные замещения не характерны. Акцессории: апатит, сфен, рудные минералы. Рудные минералы образует аллотриоморфные зерна (0,1–0,5 мм), распределенные в породе неравномерно.

*Пироксеновый горнблендит* – массивные мелко-среднезернистые породы темно-серого цвета. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз – 8–10 %, клинопироксен – 25–30 %, роговая обманка – 55 %, биотит – 5 %, гранат, апатит, рудный минерал.

Плагиоклаз наблюдается в виде мелких (0,5 мм) гипидиоморфных зерен. Двойниковые решетки у минерала искажены. Погасание пятнистое. Минерал незначительно замещается эпидотом, белой слюдой. Роговая обманка образует зерна (0,3–1,5 мм) буровато-зеленоватого цвета. Интерференционная окраска у минерала пятнистая. Роговая обманка замещается сфеном, рудным минералом, окислами железа, эпидотом. Клинопироксен образует зерна (0,5–1 мм) и замещается буровато-зеленоватым агрегатом, состоящим из сфена, пирита, эпидота. Биотит слагает пластинки, достигающие размером 1 мм. Минерал замещается хлоритом, сфеном, окислами железа. В породе много сфена (8 %) и рудного минерала (пирит ?) – 8 %, а также окислов железа. Пирит (?) образует аллотриоморфные скопления, достигающие 1 мм.

*Гранат-роговообманковое меланогаббро*. Структура тонко-мелкозернистая (0,1–2 мм), неравномернозернистая до порфиоровидной, гломерозернистая, гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз – 15–30 %, клинопироксен – 30–40 %, ортопироксен – до 5 %, гранат – 10–22 %, роговая обманка – 15–25 %, рудные минералы – 5 %, иногда биотит – до 5 %. Плагиоклаз (№ 55) образует полисинтетически-сдвойникованные таблицы (0,2–1 мм). Клинопироксен слагает гипидиоморфные призмы (0,5–2 мм), образующие скопления зерен. Минерал нередко окружен очень тонкими каймами роговой обманки. Вторичные замещения для пироксена не характерны. Гранат наблюдается в виде округлых зерен (0,5–1 мм), нередко образующих скопления. Зерна граната содержат включения клинопироксена. Вторичные изменения для граната не характерны. Роговая обманка светлоокрашенная буроватого цвета. Она встречается в виде гипидиоморфных призм (0,1–1 мм).

Рудный минерал наблюдается в виде аллотриоморфных зерен (0,1–0,5 мм) и скоплений зерен, тяготеющим к участкам заключительной кристаллизации. Зерна рудного минерала ок-

ружены каймами сфена. Аксессуары: апатит (много), сфен. Отмечаются зоны, обогащенные гранатом, плагиоклазом; роговая обманка ассоциирует с рудным минералом, сфеном и апатитом.

*Меланогаббро* – темно-серые такситовые от мелкозернистых до пегматоидных породы. Текстура — массивная. Структура — такситовая, участками — диаблостовая, ситовидная. В реликтовых зонах — гипидиоморфнозернистая. Порода сложена плагиоклазом (30 %), полностью замещенным вторичными минералами, авгитом (50 %), частично замещенным амфиболами, пирротином — 20 %.

Первичный основной плагиоклаз полностью замещен диаблостовым агрегатом, состоящим из 50 % цоизита (?) и 50 % бесцветного олигоклаза, выполняющего промежутки между кристаллами цоизита. Клинопироксен – светло-буроватый (авгит), образует изометричные, реже короткопризматические зерна с хорошей спайностью и неровными краями, размером от 0,1 мм до 1 см. Он замещается пластинками светло-коричневой роговой обманки (0,1–0,4 мм), иногда в ассоциации с более редкими листочками коричневатого биотита. Листочки биотита (0,1–0,3 мм) наблюдаются и по границам зерен клинопироксена. При низкотемпературном изменении роговая обманка обесцвечивается, переходя в малоглиноземистый актинолитоподобный амфибол и светлозеленоватый актинолит с выделением пылеватого магнетита и сфена по всей площади зерна клинопироксена. Пирротин образует, в основном, ксеноморфные выделения размером от долей мм до 1,7 мм, приуроченные к границам кристаллов авгита, т.е. выполняет межзерновые промежутки. Однако присутствует и большой шарик (2 мм) и частично ограненные кристаллы пирротина, включенные в клинопироксен, а также тонкий пирротинный прожилок по границе пегматоидного кристалла клинопироксена, в сопровождении зёрен светло-желтоватого с коричневыми оторочками ярозита. В породе присутствует до 1 % мелких (до 0,3 мм) изометричных и ксеноморфных псевдоморфоз, выполненных зеленым (железистым) хлоритом (по оливину?), а также единичные зерна везувиана с аномальными цветами интерференции (до 0,2 мм), сфена (до 0,3 мм) и более крупный (0,2x0,5 мм<sup>2</sup>) свежий ортоклаз.



*Дуниты* – черные массивные крупно-среднезернистые порфиroidные породы со следами одностороннего сжатия (параллельная трещиноватость, зеркала скольжения). Структура – петельчатая. Порода сложена практически полностью оливином, который в разной степени (вплоть до 50 %) замешён сероватым серпентином в сопровождении непрозрачного минерала (графит?). Позднее по трещинам развиваются в незначительном количестве чешуйки и листочки хлорита.

Оливин образует разнозернистый (1–5 мм) агрегат, в котором иногда присутствуют удлинённые (2x8 мм) порфиroidные кристаллы оливина. В оливине видна ясная тонкая спайность, а при скрещенных николях проявляются двойники давления. Кроме того, присутствуют единичные оgranённые зёрна (0,05–0,2 мм) рудного минерала, вероятно, хромита. В породе наблюдаются участки (0,5x1,0 см<sup>2</sup>) неправильной формы, выполненные агрегатом пластинок и чешуек бесцветного антигорита в ассоциации с мелкозернистым агрегатом слабо удлиненной бесцветной роговой обманки (возможно, куммингтонита) размером от долей мм до 1,5 x 3,0 мм<sup>2</sup>.

*Хлоритизированные кортландиты.* Текстура – переходная от массивной к линейно-параллельной. Структура – переходная от гипидиоморфнозернистой к нематофибробластовой. Порода сложена до 50 % объёма таблицами и зёрнами размером 0,3–6 мм светло-коричневой роговой обманки (паргасита), которая по краям, реже по всему контуру кристаллов, замещается почти бесцветной малоглинозёмистой роговой обманкой, переходящей далее в бахрому игольчатого тремолита. В кристаллах коричневатого паргасита видны трещины дробления, выполненные чешуйками светло-зелёного хлорита с пылеватым магнетитом. В промежутках между таблицами паргасита развит агрегат светло-зеленоватых чешуек хлорита с пылеватым магнетитом и бурыми гидроокислами железа, к которому добавляется в некоторых участках мелкочешуйчатый бесцветный тальк (до 30 %). Этот агрегат заместил оливин и бронзит. Кроме того, в породе присутствуют единичные изометричные (0,1–0,3 мм) и короткопризматические (до 0,2 x 0,5 мм<sup>2</sup>) кристаллы апатита.

*Амфиболизированные плагиоклазовые пироксениты* на 60 % сложены чешуйками и пластинками почти бесцветного амфибола (куммингтонита) с поперечной к удлинению отдель-

ностью, с размером зёрен от долей мм до 7 мм. Структура нематобластовая. Первичными минералами были, вероятнее всего, оливин, бронзит и клинопироксен. 20 % площади шлифа составляют участки, сложенные мелкозернистым агрегатом карбоната и каолинита, к которым иногда добавляется почти бесцветный хлорит. Хлорит изредка образует скопления размером до 0,5 мм. Первичными минералами были плагиоклаз и, вероятно, бронзит. 20 % породы составляют рассеянные отдельные зёрна и микрогнёзда сульфидов, преимущественно пирротина, редко пирита (?), размером от долей мм до 3–4 мм (гнёзда). По породе рассеяны (до 1 %) мелкие (0,001–0,2 мм) изометричные и удлинённые кристаллики сфена. На краю шлифа видно 3 ограниченных зерна (0,2–0,3 мм) апатита, а на противоположном краю шлифа – 2 реликта (0,3 мм) клинопироксена.

*Пропилитизированный пироксенит.* Текстура сланцеватая с реликтовыми участками массивной. Структура мелкокристаллическая, лепидогранонематобластовая; реликтовая структура среднезернистая, неравномернозернистая, гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз – 5 %, реликтовый клинопироксен, замещённый псевдоморфозой хлорита, актинолита, реже эпидота – 60 %, эпидот – 20 %, хлорит – 10 %, сфен, биотит, циркон (?), рудный минерал.

Плагиоклаз встречается редко в виде небольших сосюритизированных зерен (0,3 мм), иногда с реликтовыми двойниковыми полосками. Клинопироксен наблюдается в виде реликтовых зерен (2–5 мм) светлой буровато-зеленоватой окраски. Минерал замещен псевдоморфозой хлорита, реже сфеном и эпидотом. Эпидот образует гранобластовые зерна (0,1–0,5 мм), имеющие яркую интерференционную окраску. Хлорит встречается в виде небольших (0,2–0,5 мм) зеленых пластин, а также псевдоморфоз по пироксену и амфиболу. Биотит наблюдается очень редко, в виде небольших пластинок (0,2 мм), коричневого цвета. Кварц встречается очень редко, в виде небольших (0,1 мм) зерен с волнистым погасанием.

*Окварцованные габбро.* Текстура массивная. Структура мелкозернистая (0,3–2 мм), гипидиоморфнозернистая гломерозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз — 45 %, амфибол — 30 %, клинопироксен — 15 %, оливин – 5 %.

Плагиоклаз (лабрадор № 55–60) образует гипидиоморфные полисинтетические сдвойникованные таблицы (0,3–1 мм). Минерал замещается кварцем (до 25 % объема зерна), реже эпидотом. Амфибол представлен светлоокрашенной буроватой роговой обманкой, образующей гипидиоморфные зерна (0,3–2 мм). Минерал замещен кварцем (до 10 % объема зерен). Клинопироксен наблюдается в виде зерен размером 0,3–1 мм. Он замещается кварцем (до 10 % объема зерна). Оливин встречается в виде мелких идиоморфных зерен (0,8 мм). Минерал замещается окислами железа. Пирит (зерна до 0,5 мм) наблюдается в виде зерен кубического габитуса. В породе распределен неравномерно. Вторичные минералы представлены кварцем – 20 %, сфеном – 5 %, эпидотом — менее 1 %. Кварц образует изометричные кристаллы (0,1–0,3 мм), замещающие, главным образом, плагиоклаз, в меньшей мере роговую обманку.

*Пропилитизированные меланогаббро.* Текстура массивная. Структура мелко-среднекристаллическая (0,2–2 мм), гранобластовая, псевдоморфная. Реликтовая структура мелкозернистая (0,3–2 мм), гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз – 12 %, бесцветный клинопироксен – 52 %, биотит. Вторичные минералы: хлорит до 15 %, эпидот – 10 %, актинолит – 8 %, кварц.

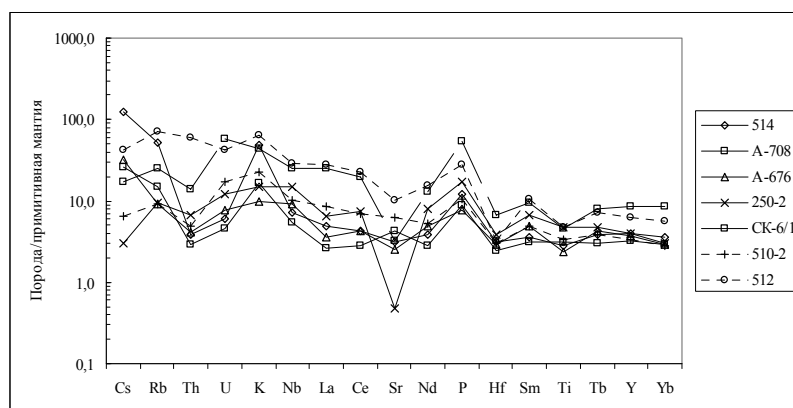
Плагиоклаз наблюдается в виде ксеноморфных зерен (0,3–0,8 мм), иногда полисинтетически сдвойникованных. Замещается эпидотом, хлоритом. Клинопироксен наблюдается в виде почти бесцветных зерен (0,5–2 мм). Минерал замещается хлоритом, актинолитом и эпидотом, иногда до 80 % объема зерна. Биотит слагает пластинки коричневого цвета, почти полностью замещается зеленым хлоритом. Эпидот – минерал с яркой интерференционной окраской, развивается по зернам плагиоклаза и клинопироксена. Кварц образует небольшие зерна без волнистого погасания.

*Плагиоклаз-роговообманковые сланцы (апогаббровые)* темно-серые мелкозернистые сланцеватые породы. Структура — сланцеватая, гетеробластовая, гранонематобластовая. Порода сложена на 70 % зеленой роговой обманкой, образующей разнозернистые (0,01–1,5 мм) изометричные и удлиненные кристаллы, иногда с буроватыми ядрами, наполненными вторичным пылеватым магнетитом в наиболее крупных зернах. Редко

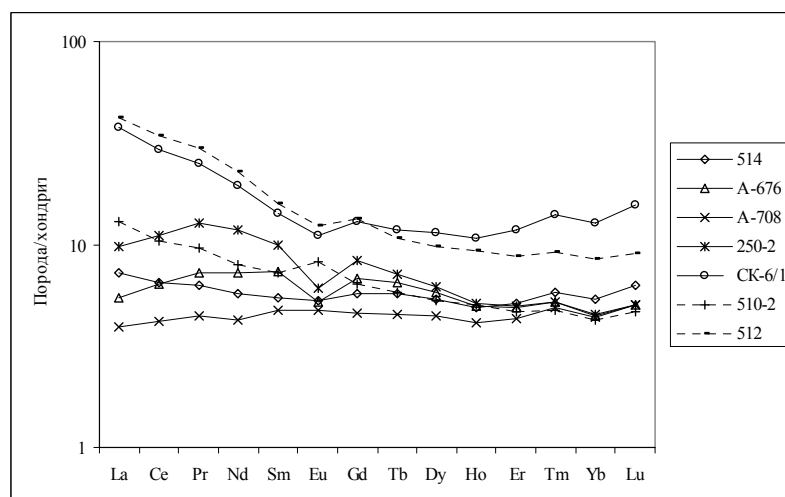
в этих ядрах наблюдаются следы бывшей сагинитовой решетки, в которой ильменитовые иголки замешены эпидотом. Промежутки между зёрнами роговой обманкой и ситовидные включения в ней выполнены агрегатом и мелкими (до 0,15 мм) кристалликами плагиоклаза, реже кварца. Около 15 % породы — это изометричные ограненные, часто удлиненные выделения (0,05–0,5 мм) пирротина, рассеянного по породе. В породе присутствуют также: листочки (0,1–0,3 мм) светло-коричневого биотита (до 1 %), округло-удлиненные зерна апатита (до 0,15 мм) и эпидота.

**Геохимия пород комплекса.** Содержания элементов-примесей, включая РЗЭ, определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США) в Хабаровском аналитическом центре Института тектоники и геофизики ДВО РАН. Относительная погрешность определения не превышает 5 %. Оценка точности и воспроизводства методик определения элементов осуществлялась с помощью внутренних и международных стандартов.

Породы комплекса относятся к известково-щелочной серии нормального ряда и характеризуются преимущественно умеренной и низкой калиевоcтью. Тренды распределения элементов-примесей по отношению к примитивной мантии в подах ассоциации имеют общие особенности, хотя и различаются в деталях (рис. 2). Кортландиты имеют близкие графики распределения и характеризуются отрицательными аномалиями Th, U, La, Hf, Ti и, часто, Sr. При этом отмечаются положительные аномалии Cs, K, P, Sm. Пироксениты, в отличие от кортландитов, кроме аномалий Th, La, Hf, Ti, содержат также отрицательные аномалии Cs, Sr, положительные — K, P, Sm. Габброиды имеют отрицательные аномалии Hf, Ti, положительные K, P, Sm, что сближает их с пироксенитами. Породы характеризуются низкими содержаниями суммы редкоземельных элементов (РЗЭ) – 23,1–87,6 г/т. В большинстве случаев легкие РЗЭ преобладают над тяжелыми, за исключением обр. А-708 (рис. 3). При этом кортландиты (обр. 514, А-708) характеризуются наиболее низкими содержаниями РЗЭ, как за счет тяжелых, так и легких РЗЭ, в связи с чем их графики характеризуются относительно ровным распределением РЗЭ  $(La/Yb)_N = 0,9–1,4$ ,



**Рис. 2. Спайдердиаграммы, нормированные по примитивной мантии (значения для нормализации по [6]) для пород джалтинского комплекса**



**Рис. 3. Графики нормированных к хондриту [6] содержаний РЗЭ в породах джалтинского комплекса**

без европиевой аномалии ( $Eu/Eu^* = 0,95-1,02$ ). Обогащенные паргаситом кортландиты (обр. А-676 и А-250-2) имеют выпуклые в области легких РЗЭ графики и отрицательные европиевые аномалии —  $(La/Yb)_N = 0,9-1,4$ ,  $Eu/Eu^* = 0,67-0,74$ . В пироксенитах и габброидах фиксируется слабо выраженная

отрицательная или слабая положительная аномалия европия ( $Eu/Eu^* = 0,82-1,2$ ),  $(La/Yb)_N = 3-5$ .

Содержания MgO в кортландитах составляет 19–29 мас.%, в пироксенитах – 8,4 мас.%, что, наряду с низкими содержаниями Cr, высокими TiO<sub>2</sub>, суммы PЗЭ, La, Sm отличает их от типичных мантийных перидотитов и пироксенитов, сближая с аналогичными по составу коровыми образованиями. Кортландиты характеризуются наиболее высоким содержаниями Ni (770–884 г/т), а пироксениты – Cu (546 г/т).

#### *Возраст интрузий джалтинского комплекса*

Интрузии джалтинского комплекса пересекают известные в районе метаморфические и интрузивные образования докембрийского возраста. Взаимоотношение их с вулканитами раннего мела не известно. Поэтому для определения возраста комплекса произведено изотопное датирование U-Pb методом из цирконов, извлеченных из пород указанного комплекса. Изотопное датирование осуществлялось на микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 5 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 25 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [5]. U-Pb-отношения нормализовались на значение 0,0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствовало возрасту этого циркона 416,75 млн лет [4]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены на уровне 1δ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2δ. Графики с конкордией построены с использованием программы ISOPLOT/EX [5].

Цирконы из кортландитов (обр. 504 – правобережье руч. Горациевского) представлены прозрачными и полупрозрачными кристаллами желтоватого цвета. Кристаллы субидiomорфные и идиоморфные. Облик зерен коротко и длиннопризматический. Катодолюминесцентное изображение цирконов демонстрирует концентрическую и секториальную зональность роста, которые свидетельствуют о магматическом происхождении цирконов. В результате изотопного датирования установлен абсолютный возраст кортландитов в  $121,2 \pm 1,8$  млн лет (табл. 1, рис. 4).

Таблица 1

**U-Pb-изотопные соотношения, определенные методом SHRIMP-II для пород кортландит-пироксенит-габбровой ассоциации Дамбукинского района**

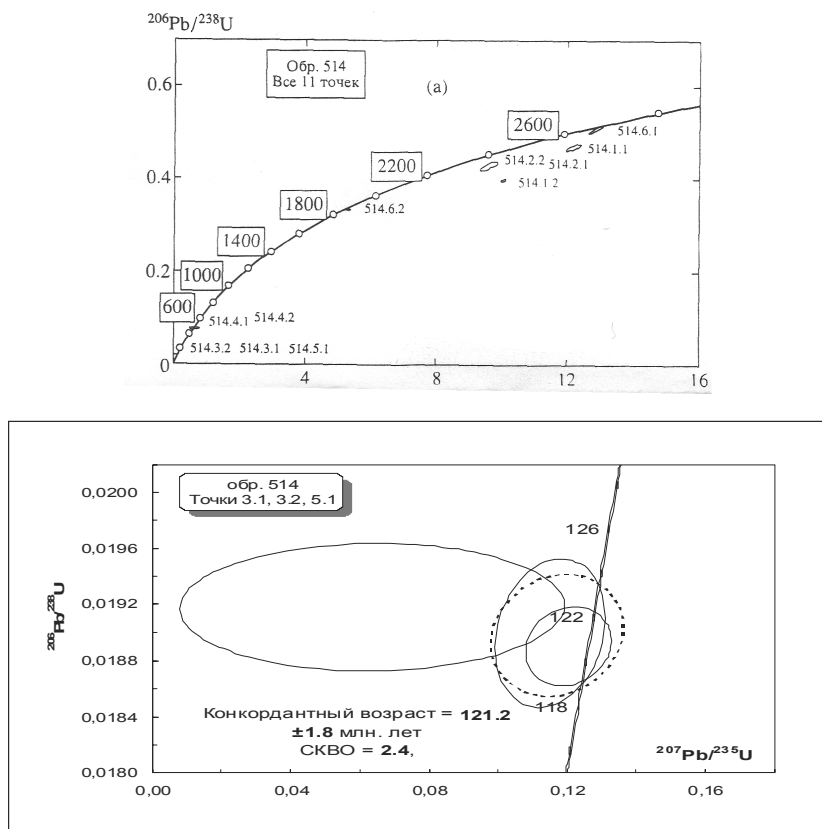
Точка	Содержание, г/г			Изотопное соотношение				Возраст, млн. лет
	U	Th	<sup>206</sup> Pb*	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	± %	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	± %	
514,3.2	460	216	7,52	0,1204	6,8	0,0189	0,98	120,7 ± 1,2
514,5.1	365	175	5,99	0,115	9,2	0,019	1,8	121,3 ± 2,2
514,3.1	363	168	6,8	0,064	58	0,01918	1,6	122,5 ± 1,9
514,4.1	1241	126	93,5	0,621	16	0,0782	2,2	485 ± 10
514,4.2	664	281	45,1	0,615	1,7	0,079004	0,1	490,18 ± 0,49
514,6.2	299	84	85,3	5,327	0,63	0,33223	0,066	1849,2 ± 1,1
514,1.2	929	881	319	10,058	0,58	0,3966	0,37	2153,2 ± 6,8
514,2.2	1239	244	450	9,538	0,62	0,4196	0,49	2258,9 ± 9,4
514,2.1	577	61	216	9,63	1,9	0,4268	1,6	2291 ± 30
514,1.1	126	104	50,8	12,2	1,3	0,4683	1,1	2476 ± 22
514,6.1	503	153	219	12,88	1,2	0,5968	1,1	2643 ± 24

Примечание: Pb\* — радиогенная часть свинца. Изотопные отношения скорректированы по <sup>204</sup>Pb. Неточности измерений изотопных соотношений и возраста даны при 1σ.

Наличие в кортландитах реликтовых цирконов с возрастом в 0,5 млрд лет и 1,9–2,6 млрд лет свидетельствует об участии в составе протолитов континентальной коры архейского, раннепротерозойского и, вероятно, герцинского этапов. Таким образом, формирование пород джалтинского комплекса с сопутствующим медно-никелевым оруденением связано не с раннеархейским или раннепротерозойским, как это предполагалось ранее, а с раннемеловым этапом развития региона.

### Тектоника

Дамбукинский блок раннеархейского основания Становой складчато-блоковой системы граничит с юга и юго-запада с Олекмо-Становым геоблоком по Желтулакскому глубинному разлому. Северо-Западной его границей служит Пригилюйский разлом, отделяющий Дамбукинский блок от Иликанского. С востока блок ограничен Унахинским глубинным разломом северо-западного простирания.



**Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из кортландитов: а - для всех зерен циркона (табл. 4,2), б - для зерен 514,3.2, 514,5.1, 514,3.1**

В строении Дамбукинского геоблока отчетливо выделяются два структурных этажа – верхний и нижний. Нижний структурный этаж сложен породами становия — гнейсами и кристаллическими сланцами дамбукинской серии раннего архея, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации высоких температур и давлений. Кристаллические образования блока смяты в систему линейных складок, нередко с опрокинутым залеганием. Простираение осей складок имеет преимущественно субширотное и северо-западное направление с наклоном на юг и юго-запад. Супракрустальные образования про-



рваны серией крупных интрузий гранитоидов позднеархейского и раннепротерозойского возраста.

Верхний структурный этаж представлен вулканитами и вулканогенно-осадочными отложениями раннемелового возраста, ограниченно развитыми на восточном фланге Дамбукинского блока. Вулканиты залегают субгоризонтально с угловым несогласием на докембрийских образованиях нижнего структурного этажа. На востоке докембрийские образования и вулканиты перекрыты рыхлыми мезо-кайнозойскими образованиями Верхнезейской впадины.

Джелтулакский глубинный разлом северо-западного простирания разделяет Олекмо-Становой (юго-западное крыло разлома) и Джугджуро-Становой геоблоки. Вдоль него располагается серия троговых впадин, выполненных образованиями позднего протерозоя, метаморфизованных в фации зеленых сланцев [1]. Пригилюйский и Унахинский разломы представляют собой зоны дробления и диафтореза, шириной до 500 м. В их пределах располагаются многочисленные интрузивные тела мезозойского, преимущественно раннемелового возраста (габброидов, пироксенитов, гранит-порфиоров и др.), мощность которых достигает 100 м.

Внутриблоковые разломы имеют преимущественно близширотную северо-западную ориентировку и представлены зонами милонитизации, дробления и рассланцевания пород, мощностью до 200 м. Нередко эти разломы контролируют размещение проявлений золота, а также интрузий желтулакского никеленосного комплекса.

### **Заключение**

Проведенным исследованием установлено, что Дамбукинскому никеленосному району отвечает блок раннеархейских метаморфических образований, слагающих основание Становой складчато-глыбовой области. Он имеет треугольную форму и ограничен с юго-запада – Желтулакским разломом, а с севера – Пригилюйским. В пределах района в последние годы выявлены рудопроявления никеля, генетически связанные с малыми интрузиями, силлами и дайками джалтинского комплекса габброидов, пироксенитов, кортландитов и дунитов раннемелового возраста. Дамбукинский рудный район перспективен на выявление промышленных месторождений медно-никелевых руд.

---

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Объяснительная записка. – М.: Недра. 1999. – 139с.
2. Степанов В.А., Октябрьский Р.А., Гвоздев В.И. Малые интрузии гипербазитов и медно-никелевое оруденение // ДАН. 2006. Т. 409. – № 4. – С. 514–517.
3. Стриха В.Е., Степанов В.А., Родионов Н.И. Раннемеловая кортландит-пироксенит-габбровая ассоциация Верхнего Приамурья: геохронологические и геохимические данные // ДАН. 2006. Т. 407. № 5. С. 664–668.
4. Black L.P., Kamo S.L. etc. TEMORA 1: a new zircon standart for U-Pb geochronology // Chemical geology. 2003. V. 200. P. 155–170.
5. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex. Version 2,10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999. № 1 a.
6. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 1985. P. 312. **ГИАБ**

## КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

---

Степанов Виталий Алексеевич – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, профессор, vitstepanov@yandex.ru, Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН.



---

UDC 553.481 (571.6)

## GEOLOGICAL STRUCTURE DAMBUKINSKY NICKEL DISTRICT STANOVY PROVINCE

Stepanov V.A., doctor of geological-mineralogical sciences, senior researcher, professor, vitstepanov@yandex.ru, Research Geotechnological Center, Far Eastern Branch of Russian Academy Sciences, Russia.

---

*The description of the geological structure Dambukinsky Nickel district Stanovoy province of the Upper Amur region. Studied in detail the stratigraphic and Intrusive complexes, as well as tectonic structures. It is established that Nickel is potentially Dgaltinsky intruziv complex of early Cretaceous age. The complex consists of small intrusions, sills and dykes of gabbros, pyroxenites, dunites and cortlandite.*

*Key words: ore district, stratigraphy, tectonics, magmatism, copper-nickel ore.*

## REFERENCES

1. *Geologicheskaya karta Priamur'ya i sopredel'nyh territorij* (Geological map of Amur region and adjacent territories). Ob'yasnitel'aya zapiska. Moscow: Nedra. 1999. 139 p.
2. Stepanov V.A., Oktyabr'skij R.A., Gvozdev V.I. *Malye intruzii giperbazitov i medno-nikelevoe orudnenie* (. Small intrusions of hyperbasites and copper-Nickel mineralization) // DAN. 2006. T. 409. No 4. pp. 514–517.
3. Striha V.E., Stepanov V.A., Rodionov N.I. *Rannemelovaya kortlandit-piroksenit-gabbrovaya asociaciya Verhnego Priamur'ya: geohronologicheskie i geohimicheskie dannye* (Early Cretaceous cortlandite-pyroxenite-gabrova Association of the Upper Amur region: geochronological and geochemical data) // DAN. 2006. T. 407. No 5. pp. 664–668.
4. Black L.P., Kamo S.L. etc. TEMORA 1: a new zircon standart for U-Pb geochronology // *Chemical geology*. 2003. V. 200. P. 155–170.
5. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex. Version 2,10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999. № 1 a.
6. Taylor S.R., McLennan S.M. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford. 1985. P. 312.