

## Актуальные проблемы

УДК 552.32

### КОРТЛАНДИТ–АМФИБОЛОВЫЙ ПИРОКСЕНИТ – ГОРНБЛЕНДИТОВАЯ СЕРИЯ РАССЛОЕННОГО НИКЕЛЕНОСНОГО ИНТРУЗИВА ВОСТОЧНО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ, ШАНУЧСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ, КАМЧАТКА

©2006 О. Б. Селянгин

*Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН  
683002, Петропавловск-Камчатский, Северо-Восточное шоссе, 30  
тел. 9-26-39; факс: (415-22) 9-26-39, e-mail: obs@kscnet.ru*

Освещаются геологическая позиция и петрология разведанной части расслоенного интрузива с донной залежью сингенетичных сульфидных медно-никелевых руд. Показывается кумулатная природа слагающих его кортландитов и связанных с ними пород – производных высоководной ультрамафитовой магмы бонинитового (кварц-толеитового) типа. Опрокинутое залегание интрузива используется для расшифровки ранее неизвестной пликативной составляющей структуры рудного поля.

Ультраосновные-ультрамафические породы в составе никеленосных перидотит-пироксенит-габброидных ассоциаций варьируют по степени водности отражающейся в количестве присутствующих в них гидроксил-содержащих минералов. Преобладают практически «сухие» гарцбургиты, лерцолиты, оливиновые пироксениты, содержащие лишь незначительные количества поздних интерстициальных амфибола и флогопита (Налдретт, 1984; Полферов, 1979; Шарков, 1980; Naldrett, 1990). Сравнительно редким, крайним по степени водности типом никеленосных гипербазитов являются богатые амфиболом кортландиты и шрисгеймиты, сложенные оливином, ромбическим или моноклинным пироксеном и паргаситом, с небольшим количеством темной слюды. Подобно другим никеленосным породам, они проявлены преимущественно в окраинных палеозонах активизации жестких структур платформенного типа, обычно в виде небольших интрузивных тел – самостоятельных, в ассоциации с амфиболитами или более «сухими» амфибол-плагиоклазовыми пироксенитами и габброидами (Зимин, 1973; Конников и др., 2004; Шека, 1971; Шека, Чубаров, 1987;). Неясность этих связей, обус-

ловленная обычными для отмеченных ассоциаций полифазностью внедрений, постинтрузивной дислоцированностью, смятием и вторичным изменением их пород, является одной из причин спорности происхождения водных гипербазитов. Актуальными остаются вопросы: 1) являются ли кортландиты – шрисгеймиты первично-магматическими породами или продуктами поздне- и постмагматической амфиболлизации гарцбургитов, лерцолитов, троктолитов? 2) если они первично-магматические, то существовала ли кортландитовая (шрисгеймитовая) магма, или они являются фракционатами другой, менее магнезиальной и более кремнеземистой магмы? 3) если они дифференциаты, то в эволюционном ряду каких пород?

Отчасти ответы на эти вопросы в отношении кортландитов дает изучение уникального по степени сохранности рудоносного интрузива Восточно-Геофизического в восточной части Шанучского рудного поля на Камчатке, в котором кортландиты проявлены в составе расслоенной серии его пород. В своей нижней части, содержащей залежь сульфидных медно-никелевых руд, интрузив разведан научно-производственной компанией (ЗАО НПК) «Геотехнология»

скважинами колонкового бурения. Настоящее сообщение основано на результатах изучения интрузива по керну скважин, выполненного по заказу компании. На сегодняшний день это единственный в Камчатской никеленосной провинции пример вскрытия донной зоны интрузива с залежью сингенетических сульфидных руд, что делает его эталонным объектом как для изучения закономерностей первично-магматического рудообразования в связи с водными ультрамафитами, так и эволюции этих последних. Помимо освещения вопросов петрологической и рудогенетической проблематики, эта работа дала существенные новые данные о тектонике района и структуре рудного поля, до последнего времени остававшейся неопределенной.

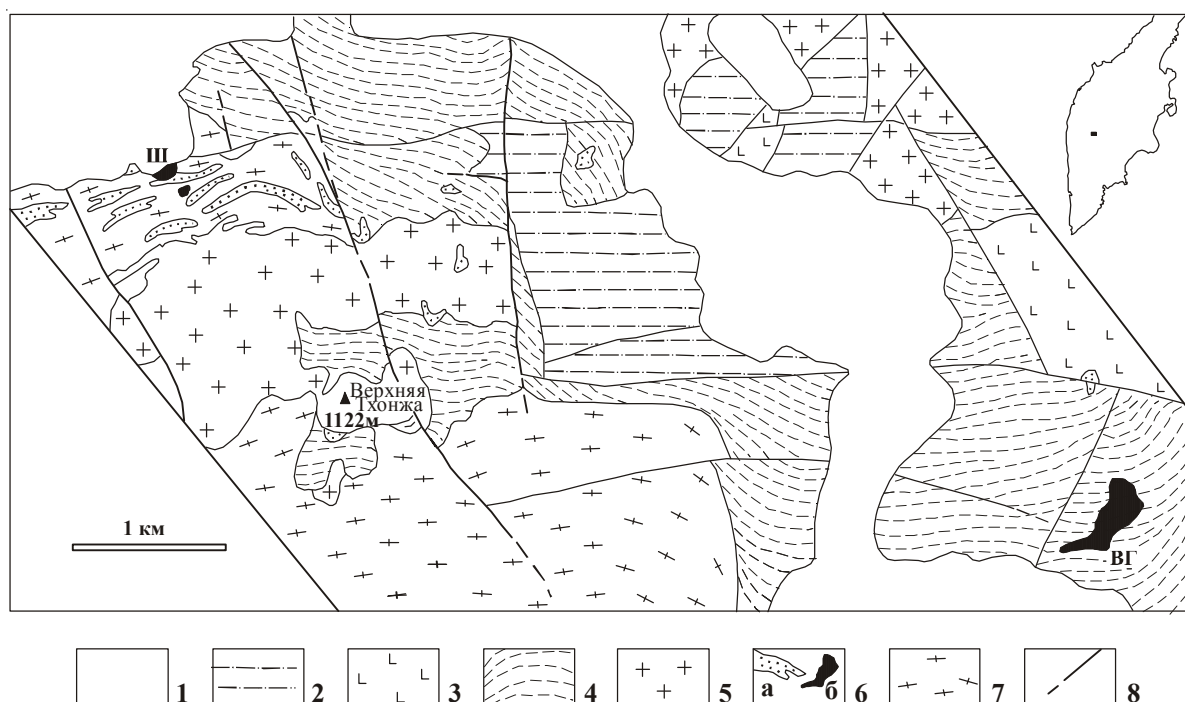
### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИНТРУЗИВА

Шанучское рудное поле, часть которого составляет и рудопоявление интрузива Восточно-Геофизического, располагается в междуречье

Ича – Шануч. Полосой 10-километровой протяженности и шириной 1.5 - 2 км оно простирается в субширотном направлении от месторождения Шануч на западе через ряд небольших рудопоявлений до интрузива Восточно-Геофизического и, возможно, далее к востоку (рис. 1)<sup>1</sup>.

В тектоническом отношении район принадлежит северной оконечности Срединного кристаллического массива Камчатки - зоне контрастных движений у сочленения этого выступа древних метаморфических пород с вулканогенно-осадочными формациями более молодого, позднемелового - палеогенового подвижного пояса.

Стратиграфическое и возрастное членение пород района нельзя признать устоявшимся и непротиворечивым. Согласно новой легенде к государственной геологической карте Камчатки масштаба 1:1500000 (2005 г.), отразившей общую тенденцию омоложения геологических формаций, район Шанучского рудного поля сложен толщами терригенных метаосадочных и метавулканогенных пород широкого возрастного



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта района Шанучского рудного поля (по В.И. Шаповаленко<sup>1</sup> и данным ЗАО НПК «Геотехнология»). Стратифицированные образования: 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – филлитовидные сланцы, метапесчаники и метаалевролиты хейванской свиты (ранний-поздний мел); 3 – метабазальты, метапикродолериты алисторского комплекса (ранний-поздний мел); 4 – кристаллические сланцы и гнейсы камчатской серии (протерозой?). Интрузивные образования: 5 – гранитоиды кольского комплекса (поздний мел); 6 – ультрамафиты–базиты дукукского комплекса (поздний мел?): а – безрудные, б – рудоносные, месторождения Шануч (Ш) и рудопоявления Восточно-Геофизического (ВГ); 7 – гнейсо-граниты (ранний мел?); 8 – разрывные нарушения.

<sup>1</sup> Шаповаленко В.И. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Шанучском месторождении за 1991-1994 годы. Село Мильково Камчатской обл., 1994. 194 с. Фонды Камчатгеолкома.

диапазона. Древнейшей является толща кристаллических сланцев и гнейсов камчатской серии предположительно протерозойского возраста. Она представлена углистыми (графитсодержащими) кварц - серицит - биотитовыми, биотит - полевошпат - кварцевыми сланцами с гранатом и ставролитом, с отдельными горизонтами двуслюдяных гнейсов. Видимая мощность толщи достигает 1000 м. На участке месторождения Шануч (гора Верхняя Тхонжа) она интродуцирована гнейсо-гранитами раннемелового (?) возраста; исходные породы сланцев и гнейсо-гранитов метаморфизованы совместно и дислоцированы по единому плану. На востоке рудного поля эти образования несогласно перекрываются ранне-поздне-меловым алисторским комплексом плагиоклаз-амфиболовых сланцев и содержащихся в них субвулканических тел (штоков, силлов, даек) метагаббро и метапикродолеритов; мощность комплекса порядка 300-350 м. Выше по разрезу несогласно залегают филлиты, метапесчаники и метаалевролиты хейванской свиты (до 600 м) также ранне-поздне-мелового возраста.

Интрузивные образования района, помимо отмеченных гнейсогранитов, представлены полифазными внедрениями малых интрузий поздне-мелового дукукского комплекса диоритов - метагаббро - метаперидотитов, с которым связано сульфидное медно-никелевое оруденение, и крупными интрузиями диоритов, гранодиоритов и гранитов кольского комплекса (поздний мел) на юго-западном и северо-восточном флангах рудного поля.

Структура рудного поля до последнего времени оставалась неясной. Слагающие его кристаллические сланцы камчатской серии и гнейсо-граниты являются практически структурно-«немыми»: сланцеватая текстура первых не совпадает с редко наблюдаемой реликтовой слоистостью исходных терригенных отложений (Шаповаленко, 1994)<sup>1</sup>, а в гнейсо-гранитах проявлена преимущественно линейная текстура. Выявление асимметричной плоско-параллельной расслоенности внедренного в сланцевую толщу интрузива проливает свет на эту проблему: формируясь всегда в первично-горизонтальном положении, она делает интрузив природным «наклономером», позволяющим оценить характер его позднейших дислокаций вместе с толщами вмещающих пород.

## ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ИНТРУЗИВА

Рудоносный интрузив Восточно-Геофизический располагается в восточной части Шанучского рудного поля, в правом борту долины р. Ича. Он внедрен в толщу кристаллических сланцев камчатской серии и, судя по немногим

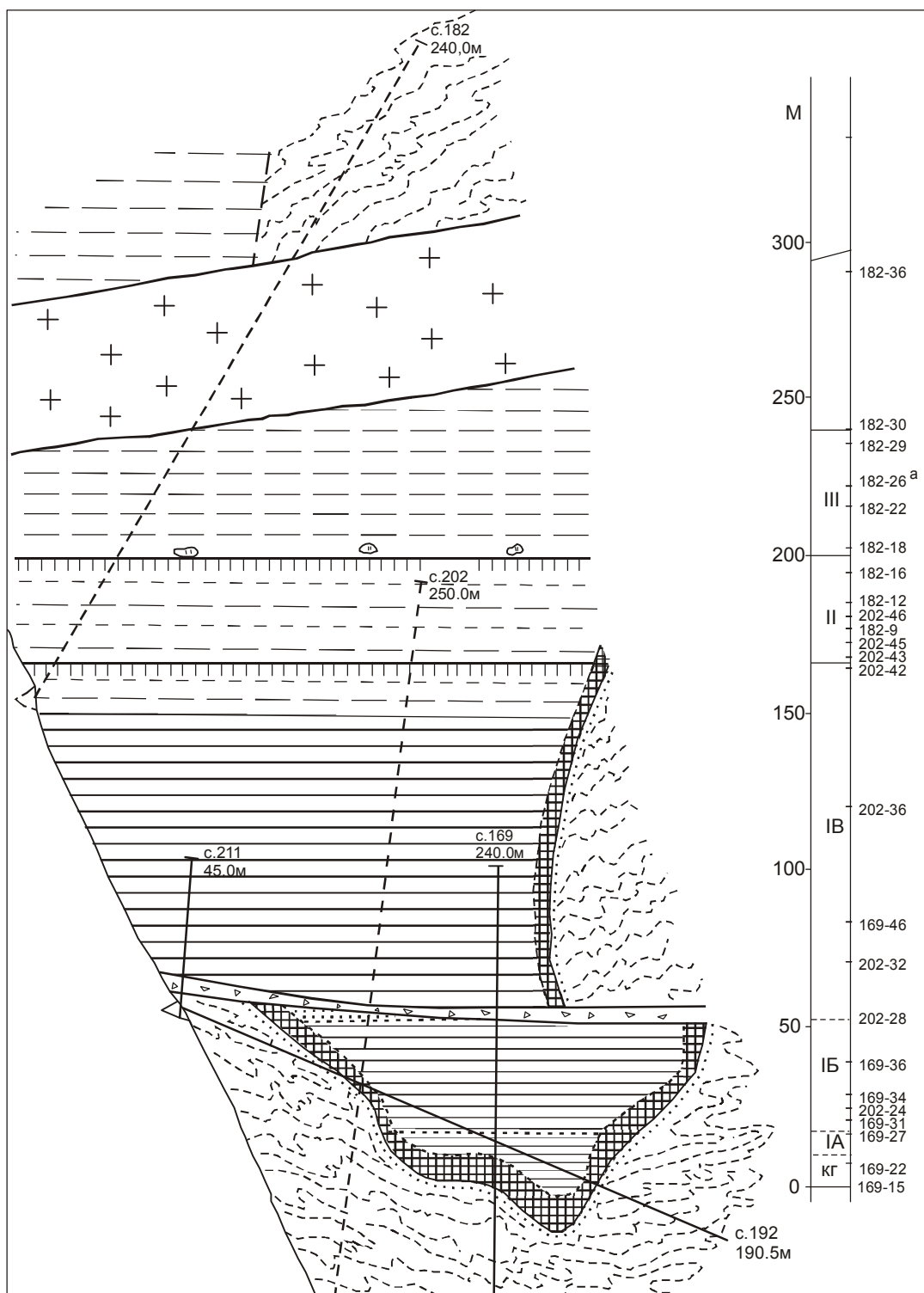
обнажениям, имеет удлиненную к северо-северо-востоку форму выхода на поверхность с приближительными размерами 250 × 450 м. Разведанная часть интрузива сложена породами ряда кортландит – амфиболовый пироксенит – горнблендит, самыми ультраосновными и ультрамафитовыми для всего рудного поля, и содержит залежь сульфидных медно-никелевых руд, локализованную у его южного края. Она разведана скважинами до выклинивания или разубоживания на глубинах 120–250 м.

Полевое структурно-петрологическое изучение керн скважин (169, 202), пройденных по рудному телу и интрузиву горизонтально и субгоризонтально, выявило преимущественно поперечную керну ориентировку элементов его внутренней структуры: контактов слоев руды с силикатными породами, линзовидной вкрапленности руды, прослоев пород разного минерального состава и структуры. В части крутонаклонной скважины (192), пройденной в висячем боку интрузива вдоль границы рудного тела с массивом его пород, ориентировка подобных элементов структуры по отношению к керну косая под малыми углами или продольная.

Эти факты свидетельствуют, что рудопроявление Восточно-Геофизическое представляет собой донную залежь руды в дифференцированном расслоенном интрузиве, после полного отвердевания опрокинутом набок (~ на 90°) в северо-северо-восточном направлении – вместе с толщей вмещающих сланцев в ходе их позднейшей складчатой деформации. Рудная залежь и слои различных дифференциатов интрузива, первоначально занимавшие горизонтальное положение, поставлены «на голову». Это заключение подтвердилось выявлением макроритмического характера расслоенности интрузива с нарастанием в указанном направлении (к ССВ) степени дифференцированности пород каждого ритма и массива в целом.

Тело интрузива разбито двумя крутопадающими сбросами северо-западного простирания, по которым его юго-западные блоки ступенчато опущены относительно северо-восточных. Так, бывшая верхняя (ныне северо-северо-восточная), наиболее эволюционировавшая часть интрузива относительно приподнята по разлому, заполненному дайкообразным телом молодых плагиофировых риодацитов, за которым пологонаклонная скважина (182) вышла уже в кристаллические сланцы. По субвертикальному сбросу на ~ 45 м опущена юго-западная, придонная часть интрузива. Этот разлом фиксируется зоной дробления мощностью 1.3-6 м, пересеченной скважинами 169, 202, 211, и соответствующим смещением контакта интрузива в его лежащем боку (рис. 2).

СЕЛЯНГИН



20 0 20 40м

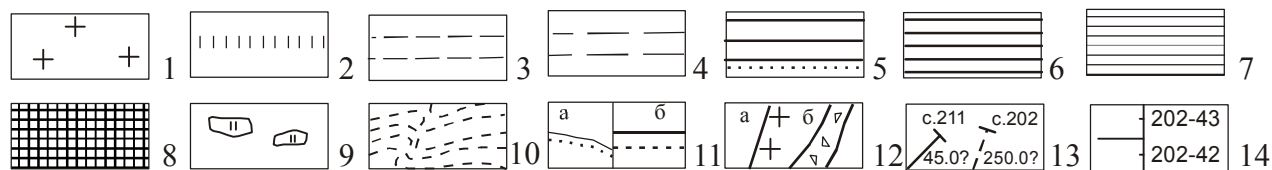


Рис. 2.

Неясными, однако, остаются точные форма и размеры интрузива, состав его наиболее продвинутых дифференциатов, возможное наличие связанного с ним дайкового комплекса. По картировочным и разведочным данным можно предполагать форму опрокинутых цилиндра (штока) или крутостенной воронки. Бурением выявлена апофиза западной (донной) части интрузива, являющаяся, по-видимому, одним из его подводных каналов. Неизвестной остается также степень доинтрузивной дислоцированности вмещающих кристаллических сланцев.

Разрез интрузива Восточно-Геофизического в восстановленном до опрокидывания положении и вариации состава его пород в зависимости от их положения в расслоенной серии (высоты над дном интрузива) показаны на рис. 2 и 3. Разрез составлен на основе разведочного профиля 6.5 ЗАО НПК «Геотехнология», по керну его скважин 169, 211 и по снесенным на него данным скважин 202 и 182 профиля 7. Их керн последовательно (с частичным взаимным перекрытием) надстраивает разрез интрузива по скв. 169, пересекающей его нижний контакт (нулевая отметка разреза) вблизи наиболее глубокой части камеры. Правомерность совмещения данных скважин разных разведочных профилей подтверждается практически совпадением вариаций состава пород во взаимно перекрывающихся частях керновых колонок скважин 169 и 202 при «подтягивании» колонки последней всего на 3 м.

Разведанная нижняя часть интрузива окружена на удивление маломощным ореолом приконтактных изменений вмещающих кристаллических сланцев – от первых дециметров до 1.5–2 м. Неизменные разности сланцев сложены (по убыванию) кварцем, биотитом, полевыми шпатами, нередко содержат гранат и ставролит, углистое вещество, пирит и ильменит. С приближением к контакту интрузива в них появляются прослойки зелёной роговой обманки и бесцветного куммингтонита, сланцеватая текстура чередуется с роговиковой. В ближайшем экзоконтакте в

сланцах появляются тонкие, 1-1.5 см прожилки состава биотит-амфиболовых габбро-диоритов, пятна гранофира, рассеянная вкрапленность сульфидов. На непосредственном контакте местами образуются прослойки гибридных, по-видимому, мелкозернистых биотит-амфиболовых габбро и рудных плагиоклазитов с сидеронитовой структурой (рис. 4б на 3 стр. обложки).

Контакты ультрамафитов интрузива с вмещающими сланцами местами брекчирующие, большей частью ровные спаянные, участками сорванные при позднейших дислокациях.

Эндоконтактная оболочка интрузива имеет мощность от 4.6 м до 10 м. По структурно-текстурному облику и минеральному составу пород она резко отличается от расслоенной серии внутренней части интрузива. Ее слагают рудносные флогопит (хлорит)-тремолит-антофиллитовые породы вторичного, в основном, происхождения, содержащие прослойки и реликтовые вкрапления паргаситового амфибола с включениями-пятнами талька, серпентин-боулинговые псевдоморфозы по оливину, местами плагиоклаз, вкрапленность, гнезда и прослойки сульфидных руд. Структуры этих пород варьируют от долеритообразных и спутанно-волокнистых до порфириовидных и пойкилитовых, текстуры массивные, трахитоидные и сланцеватые (у контактов интрузива и по зонам нарушений, рис. 4а на 3 странице обложки), ритмичнослоистые с попеременным преобладанием в слоях амфибола и флогопита и периодическим появлением прослоев с ойкокритами плагиоклаза.

Значительная мощность и сохранившиеся признаки конформной ритмической расслоенности эндоконтактной зоны, присутствие в ней разновидностей пород с ойкокритами паргасита и плагиоклаза, появляющихся в расслоенной серии интрузива на поздних стадиях ее формирования, определяют ее как нижнюю краевую группу пород расслоенного интрузива. Она подверглась постмагматической перекристаллизации, амфиболизации, оталькованию, сер-

**Рис. 2.** Разрез интрузива Восточно-Геофизического (реконструкция до опрокидывания). Контуры интрузива – по данным ЗАО НПК «Геотехнология» (разведочный профиль 6.5, азимут 36°), с дополнениями автора. Состав пород – по керну скважин указанного профиля (169, 192, 211) и снесенных на разрез скважин (182, 202) профиля 7. 1 – плагиоклазовые риодациты; 2 – среднезернистые горнблендиты; 3 – редкопорфириовидные пироксеновые горнблендиты; 4 – порфириовидные амфиболовые пироксениты; 5 – равномернозернистые амфиболовые пироксениты и их порфириовидные оливин-содержащие разности (точечный крап); 6 – безрудные кортландиты; 7 – рудные кортландиты; 8 – породы краевых групп (кг) интрузива; 9 – шлиры пегматитов; 10 – вмещающие кристаллические сланцы; 11, а – контакт интрузива и ороговикование вмещающих пород; б – границы макроритмов расслоенной серии (сплошные линии) и слоев в них (пунктир); 12 – разрывные нарушения: а – заполненные позднейшими интрузиями (риодациты), б – зоны брекчирования; 13 – номера и отметки глубин разведочных скважин профиля 6.5 (сплошные линии) и снесенных на него скважин профиля 7 (пунктир); 14 – положение и номера образцов анализируемых пород интрузива на шкале его глубины. I-III – макроритмы расслоенности изученной части интрузива, IA, IB, IB, – слои ритма I; кг – породы краевой группы.

СЕЛЯНГИН

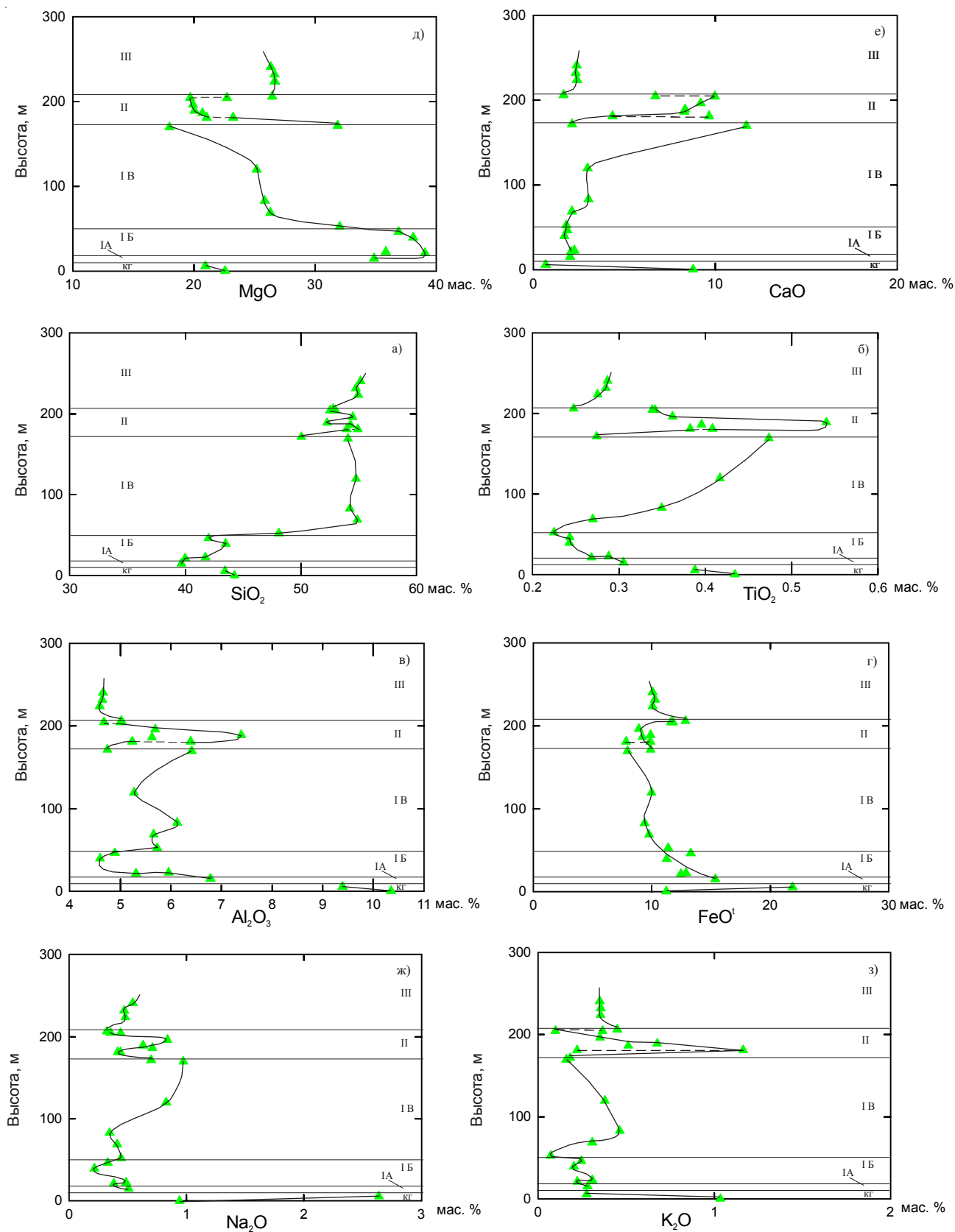
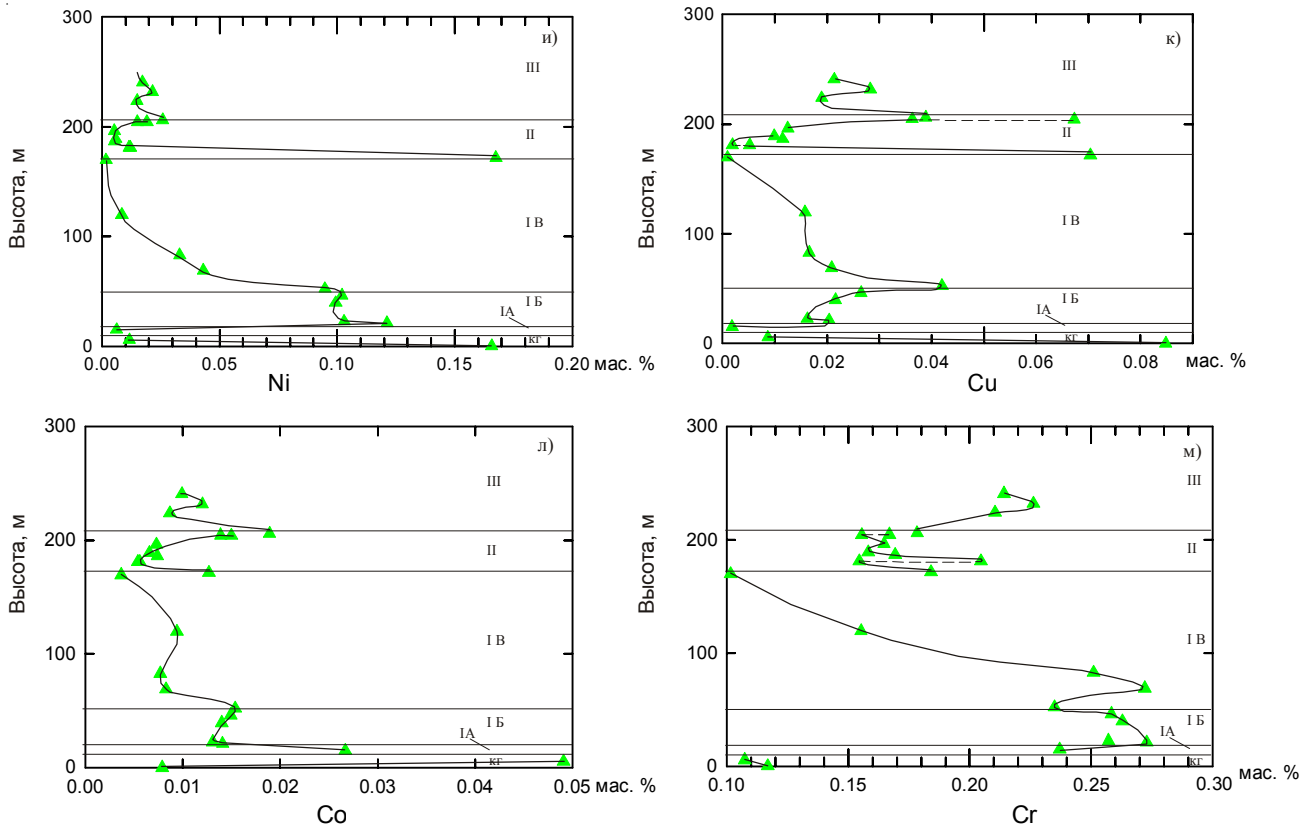


Рис. 3. (см. подрисунную подпись на стр.15)

КОРТЛАНДИТ–АМФИБОЛОВЫЙ ПИРОКСЕНИТ – ГОРНБЛЕНДИТОВАЯ СЕРИЯ РАССЛОЕННОГО НИКЕЛЕНОСНОГО ИНТРУЗИВА ВОСТОЧНО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ



**Рис. 3.** Вариации состава пород по разрезу интрузива. Составы пересчитаны на безводные, все железо как FeO, содержания всех компонентов в мас. %. Пунктиром соединены точки составов контактирующих разностей порфировидных амфиболовых пироксенитов и пироксеновых горнблендитов с основными массами 1 и 2 типов (см. текст). Номера анализируемых образцов см. на рис. 2, исходные составы, представительные для каждого типа пород, см. далее в табл. 2.

пентинизации, хлоритизации и частичному рассланцеванию при тектонических дислокациях. Эти изменения захватили и часть расслоений серии: переход к ней выражается появлением темных структур и реликтов минералов выше-залегающих кортландитов.

Расслоенной серии интрузива Восточно-Геофизического свойственна макроритмическая расслоенность, выраженная повторяющимися вариациями валовых и рудно-элементных составов пород (рис. 2, 3), их структур, количественных соотношений минералов и, в меньшей степени, скрытыми вариациями состава последних. В верхах макроритмов она осложняется расслоением основной массы порфировидных разностей пород в масштабе дециметров.

В изученной части интрузива выделяются три макроритма (далее просто ритмы): наиболее полный нижний (I), включающий слои кортландитов – рудных (Ia, мощностью 7 м) и безрудных (Iб, 36 м) и слой амфиболовых пироксенитов – горнблендитов (Iв, 114 м); средний ритм (II, 34 м) амфиболовых пироксенитов – горнблендитов; верхний ритм (III, 39 м) – амфиболовых пироксенитов, прерванный секущим телом риодацитов

(рис. 2). Каждый ритм соответствует этапу дифференциации магмы в интрузивной камере, периодически прерывавшейся ее новыми пополнениями глубинной магмой, смешивавшейся с жидкими фракционатами предыдущих порций (Ирвин, 1983).

Слой рудных кортландитов Ia вместе с подстилающими его породами нижней краевой группы образует продуктивную зону интрузива, в которой сосредоточено все его практически значимое оруденение. Показательны распределение и вариации структуры руды по разрезу интрузива, свидетельствующие о сингенетической её природе: от чередования вкрапленно-гнездовой с прослоями массивной в породах краевой группы и в низах слоя кортландитов к характерной для последних руде сетчатой структуры (network texture англоязычных исследователей) и вновь к вкрапленной руде, постепенно разубоживающейся к верхам слоя. Соответственно, в силикатной части рудно-кортландитового агрегата наблюдается переход от вкраплений в руде крупных, до 8-10 мм по длинной оси, кристаллов оливина (рис. 4в на 3 странице обложки), нередко параллельно-ветвящихся, к островкам-

включениям кортландита (с оливином меньших размеров) и до их полного смыкания в сплошную средне- и крупнозернистую породу зеленовато-серого, до черного цвета. Рудным кортландитам свойственно проявление нечеткой трахитоидной текстуры на отдельных горизонтах, выраженной ориентированным расположением зерен оливина и рудной вкрапленности. В целом первичные структурные отношения вещества кортландитов с рудой нейтрально-независимые, без выраженного взаимного приспособления ориентировки кристаллизовавшихся силикатных минералов и оставшихся еще жидкими вкрапленней рудного расплава.

Слой IA завершается 20-сантиметровым горизонтом переслаивания крупно- и среднезернистых разностей кортландитов с соответственно крупной и более мелкой вкрапленностью сульфидов и 5-сантиметровым слоем безрудного среднезернистого слабопорфировидного амфиболита, обогащенного апатитом. Несмотря на эти признаки какого-то изменения в режиме кристаллизации интрузива (эпизод пополнения?), вариации состава силикатных минералов и пород слоя IA непрерывно продолжаются в практически безрудных кортландитах слоя IB (рис. 3), содержащих лишь редкую рассеянную вкрапленность сульфидов. В анализах образцов кортландитов слоя IA и низов слоя IB не удалось избежать некоторой примеси пирротина, что сказалось в их повышенной железистости и титанистости при сниженной магнетизальности. Относительно повышенные содержания  $Al_2O_3$  в кортландитах обоих слоев коррелируются с повышенной глиноземистостью их ортопироксена (см. ниже).

Кортландиты слоя IB представлены наиболее свежими крупно- и грубо-призматически-зернистыми массивными разностями черного цвета, с характерным металлическим блеском в свежих сколах. Крупно- и грубозернистое сложение породы определяется размерами входящих в ее состав ойкокристаллов паргаситового амфибола — до 15-20 мм. Кортландиты имеют характерную для них пойкилитовую микроструктуру (рис. 4г на 3 странице обложки), при вариациях структуры матрицы из ойкокрист от призматически- до гипидиоморфнозернистой. Они сложены в целом равномерно распределенными в породе, большей частью разобщенными («взвешенными»), умеренно ксеноморфными (округленными), иногда ветвящимися кристаллами оливина (0.2–5 мм, до 50%), располагающимися как в межзерновых позициях, так и в виде включений-хадакристаллов во всех более поздних минералах: ортопироксене (бронзит, 10-20%), паргасите (до 30%) и флогопите (5-7%). Видимый порядок кристаллиза-

ции кортландитов: оливин→ортопироксен→амфибол + флогопит. Во всех минералах присутствуют мелкие зерна хромистой шпинели.

При отмеченной общей (на макроуровне) равномерности распределения в кортландитах оливина, на микроуровне (в масштабе шлифа) наблюдается характерная его неравномерность, позволяющая судить о генетических отношениях минеральных фаз и ответить на один из главных вопросов происхождения кортландитов: является ли их структура результатом нормальной магматической кристаллизации или позднейшего замещения, «разъедания» первично более крупнозернистого оливин-ортопироксенового агрегата амфиболом и флогопитом.

В ортопироксене, с которым оливин находится в реакционных (перитектических) отношениях, количество и размеры хадакристаллов (реликтов) оливина заметно меньше, чем в ойкокристах паргасита и флогопита, а в этих последних бывает меньше, чем на границах между их кристаллами. Для реакционных отношений оливина с паргаситом и флогопитом как фазами, кристаллизующимися позже ортопироксена, такое распределение неестественно. Очевидно, происходило не замещение, а захват ими взвешенных в расплаве зерен оливина, резорбированных на этапе перитектической (инконгруэнтной) кристаллизации ортопироксена, с оттеснением некоторой их части к границам растущих ойкокристаллов. В некоторых образцах кортландитов оливин (с частью ортопироксена) образует скопления-цепочки и фрагменты структуры каркаса между ойкокристами паргасита и флогопита, причем размеры и степень ксеноморфизма оливиновых зерен в этих сегрегациях аналогичны таковым у его хадакристаллов. Наблюдаемое иногда одновременное погасание 2-3 соседствующих хадакристаллов оливина в паргасите — обычный аргумент в пользу разъедания-замещения исходного монокристалла минералом-хозяином — для описываемых кортландитов связано с развитием в них, наряду с компактными, также и ветвистых кристаллов оливина: частичная их резорбция и соответствующее сечение плоскостью шлифа, очевидно, обеспечат указанный эффект без замещения.

Перитектически кристаллизовавшийся ортопироксен кортландитов, наиболее крупнозернистый (до 3-4 мм) во всем интрузиве, занимает в матрице породы межзерновые позиции, хотя мелкие его выделения бывают полностью включенными в ойкокристы паргасита. Он представлен ксеноморфными ойкокристаллами, но, в отличие от оливина, преимущественно угловатых форм с криволинейными ограничениями — иногда близкими к нормально-гранным, иногда в контакте с паргаситом переходящими в залив-



чато-извилистые, создающие ложное впечатление реакции замещения. На самом деле такой характер границы обусловлен локальным развитием по пироксену пограничных каемок субсолидусного антофиллита в гомоосевом срастании с паргаситом. Ксеноморфизм ортопироксена кортландитов – естественное проявление форм его совместного роста (дорастания) с паргаситом и флогопитом. Отсутствие реакционных отношений между ними и ортопироксеном с полной определенностью проявлено в перекрывающих кортландиты амфиболовых пироксенитах, где он представлен уже не реакционными, а самостоятельными идиоморфными кристаллами.

На уровне ~ 60-64 м над дном интрузива, через зону разлома, почти параллельного его расслоенности и практически не прерывающего последовательности его пород (рис. 2), кортландиты сменяются пойкилитовыми амфиболовыми пироксенитами слоя IV суммарной мощности 104 м. По скважине 202 мощность зоны разлома составляет 1.3 м. На расстоянии 1-1.5 м по обе стороны от неё в основании слоя IV залегают пойкилит-порфирированные породы переходного горизонта оливинсодержавших амфиболовых пироксенитов. В нижней его части в мелкозернистой хлорит-антофиллитовой основной массе породы присутствуют псевдоморфозы зеленого боулингита по ксеноморфным вкрапленникам оливина и редкие вкрапленники ойкиокристы паргасита, содержащие многочисленные включения тальк-антофиллитовых псевдоморфоз по хадакристаллам идиоморфного призматического ортопироксена. В верхней, надразломной части этого горизонта боулинговые псевдоморфозы по оливину встречены в ядрах вкрапленников-ойкокрис паргасита, в то время как их широкие краевые зоны содержат частично сохранившиеся хадакристаллы бронзита (рис. 4д на 3 странице обложки); одновременно реликты последнего присутствуют и в основной массе породы из флогопита, талька и антофиллита. Наличие в переходном горизонте оливина в двух отмеченных структурных позициях позволяет предполагать, что оливин кортландитов мог одновременно аккумулироваться как в качестве свободно-взвешенных кристаллов, так и в своеобразном «контейнерном» варианте – в виде включений во вкрапленниках-ойкокрисах.

Выше описанного горизонта оливин (или псевдоморфозы по нему) в породах расслоенной серии интрузива исчезает полностью, уступая место ортопироксену.

Основная часть слоя амфиболовых пироксенитов IV представлена крупно- и грубозернистыми породами массивной текстуры, имеющими обманчивый, не соответствующий ука-

занному составу облик. Слагающие их крупные, до 18-20 мм, короткопризматические кристаллы паргасита, придающие породам вид грубозернистого горнблендита, являются ойкокрисалями и настолько насыщены мелкими идиоморфными хадакристаллами бронзита (большей частью замещенными тальком и антофиллитом), что реальная доля кальциевого амфибола в них не превышает 20-25% (рис. 4е, 4ж на 3 странице обложки). С их пойкилитовой структурой связана и характерная пятнистая окраска амфиболовых пироксенитов: на общем темнозеленом фоне светлорыжевато-коричневыми пятнами выделяются иризирующие ядра паргаситовых амфиболов, извне часто окружаемые осветленной каймой антофиллита. В виде редких крупных ойкокрисаллов – также с включениями бронзита – в породе присутствует флогопит.

В отличие от кортландитов, в которых пойкилитовая структура сочетается с полно-крупнокристаллическим сложением матрицы из ойкокрисаллов, в амфиболовых пироксенитах преобладает криптовая ее структура: в угловатых интерстициях (криптах) между сомкнутыми призматическими ойкокрисами паргасита присутствует мелко- и среднезернистая основная масса меняющегося минерального состава. В основании толщи, где ойкокрисы паргасита особенно обильно насыщены хадакристаллами бронзита, он в виде таких же мелких (0.2-0.6 мм) кристаллов слагает и основную массу, подвергаясь частичному оталькованию с краев и позднему замещению реликтов баститом и гидрослюдой. Раннее постмагматическое преобразование бронзита заключается в последовательном замещении его тальком и антофиллитом ( $\pm$  флогопит) – раньше в основной массе, позднее в консервирующих его ойкокрисах. Вверх по разрезу бронзит в основной массе быстро исчезает, и она превращается в агрегат игольчатых, шестоватых, мелкопризматических кристаллов антофиллита (иногда с мелкими ядрами кальциевого амфибола) с варьирующим количеством флогопита и замещаемого ими талька, с периодическим появлением апатита, интерстициальных плагиоклаза и редких мелких вкраплений сульфидов.

Описанные превращения показывают, что изначально основная масса (базис) амфиболовых оливинсодержавших и безоливиновых пироксенитов представляла собой кумулус мелких кристаллов ортопироксена с варьирующим количеством остаточного расплава. Конечной стадией преобразований кристаллов бронзита, включенных в обрастаемые антофиллитовыми каймами ойкокрисы паргасита, является образование на месте их тальковых псевдоморфоз пятен антофиллита в тонких тремолитовых

каймах, с вростками мелких пластинок флогопита или без них.

На последнем ~10-метровом интервале разреза слоя IV равномернозернистые амфиболовые пироксениты сменяются их пойкилит-порфиroidными разностями (рис. 4ж на 3 странице обложки), переходными по составу пойкилит-порфиroidными пироксеновыми горнблендитами и завершающими ритм равномерно-среднезернистыми горнблендитами. При этих переходах в основной массе пород появляется вторая генерация вкрапленников кальциевого амфибола (1.5-2 мм, магнезиальная и, большей частью, тремолитовая роговая обманка) без следов включений бронзита. Диффузному изменению к этим составам подвергаются с краев и вкрапленники-ойкокрисы паргасита, постепенно уменьшающиеся в размерах до 6-8 мм. Выше по разрезу становится слоистой основная масса пород: описанная выше мелкозернистая тальк-флогопит-антофиллитовая в амфиболовых пироксенитах (1 тип) чередуется со средне-призматически-зернистой из сегрегированных кристаллов тремолитовой роговой обманки (2 тип) в пироксеновых горнблендитах (рис. 4з на 3 странице обложки). Завершается ритм 40-сантиметровым слоем горнблендита, по составу и структуре аналогичного основной массе 2 типа.

Второй ритм сложен пойкилит-порфиroidными разностями амфиболовых пироксенитов и пироксеновых горнблендитов, с варьирующим количеством вкрапленников-ойкокрис паргасита (10-40%) и чередованием основных масс обоих описанных типов: первого - в породах с большим количеством вкрапленников, второго - с меньшим и обычно меньших размеров (в пироксеновых горнблендитах). В верхах ритма II преобладают редкопорфиroidные разности с основной массой второго типа.

В основании ритма III залегают 3-4-метровой мощности слой равномерно-, мелко- и среднезернистых флогопит-тальк-антофиллитовых амфиболитов, аналогичных описанной основной массе 1 типа и переходящих в редкопорфиroidные, а затем обильно-порфиroidные амфиболовые пироксениты с основной массой первого типа. Этот тип породы, со слабыми вариациями количества вкрапленников, выдерживается до прерывания ритма отмечавшимся выше интрузивом плагиофиroidных риодацитов. У основания ритма и в одном из горизонтов средней части изученного интервала в породах сохранился не замещенный тальком бронзит - в виде хадакристаллов во вкрапленниках и отдельными зернами в основной массе. Здесь чаще встречаются также крупные ойкокрисы флогопита с включениями-псевдоморфозами талька по бронзиту и интерстициальный сосюритизированный

плагиоклаз (в реликтах альбит), указывающий общее направление эволюции пород интрузива к плагиоклазовым горнблендитами и амфиболовому габбро. Судя по шлифу породы одного из обнажений за пересекающим интрузив телом риодацитов, любезно предоставленному сотрудником НПК «Геотехнология» Н.А. Вешняковым, эта тенденция нарастает вверх по разрезу.

Сравнительно с аналогичными породами предыдущих ритмов, в породах III ритма заметно повышено содержание рассеянно-вкрапленного рудного компонента - в виде микровключений сульфидов во вкрапленниках и интерстициальных пятен-сгущений тонких прожилков в основной массе. Здесь встречены шпильки пегматита с кварцевыми ядрами - в него переходят олигоклазовые каймы интерстициального андезинлабрадора.

### СОСТАВ ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ИНТРУЗИВА

*Оливин*, развитый только в кортландитах, варьирует по составу в узких пределах  $Fo_{81.5-84.5}$  (табл. 1). Кристаллы оливина не зональны, но, судя по ограниченным имеющимся данным, образуют две популяции:  $Fo_{81.4-82.5}$  и  $Fo_{83.0-84.5}$ . Более железистый состав имеют крупные кристаллы оливина в рудах и обычные средние и мелкие его зерна в рудных кортландитах низов слоя IA. В верхней его части присутствует и более магнезиальный оливин, а в слое IB он преобладает. Только в оливинах рудных кортландитов (обеих популяций) содержится примесь  $MnO$  (0.01-0.13 мас. %). Возможно, эти отличия связаны с кристаллизацией более ранних оливинов до ликвиации магмы на рудную и силикатную фракции.

*Ортопироксен* - некогда (до замещений) самый распространенный минерал интрузива - также характеризуется весьма ограниченным диапазоном состава  $En_{83.3-85.1}$  (бронзит, табл. 1), причем большая часть этого диапазона может наблюдаться буквально в одном образце породы - в рамках слабо проявленной прямой зональности кристаллов и в зависимости от их положения в ойкокрисах (более железистые составы имеют включения бронзита в антофиллитовых каймах на ойкокрисах паргасита). Тем не менее, наблюдается общая тенденция нарастания магнезиальности бронзита к верхам обоих слоев кортландитов и некоторого снижения ее в амфиболовых пироксенитах. В кортландитах, где бронзит сам образует ойкокрисаллы, более железистые его разности включают и более железистые оливины, они же имеют участки (зоны) с наибольшим (до 5.35 мас. %) содержанием  $Al_2O_3$ , соответствующие, видимо, этапу кристаллизации бронзита без од-

КОРТЛАНДИТ–АМФИБОЛОВЫЙ ПИРОКСЕНИТ – ГОРНБЛЕНДИТОВАЯ СЕРИЯ РАССЛОЕННОГО НИКЕЛЕНОСНОГО ИНТРУЗИВА ВОСТОЧНО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ

**Таблица 1.** Представительные составы минералов пород расслоенной серии интрузива Восточно-Геофизического, мас. %

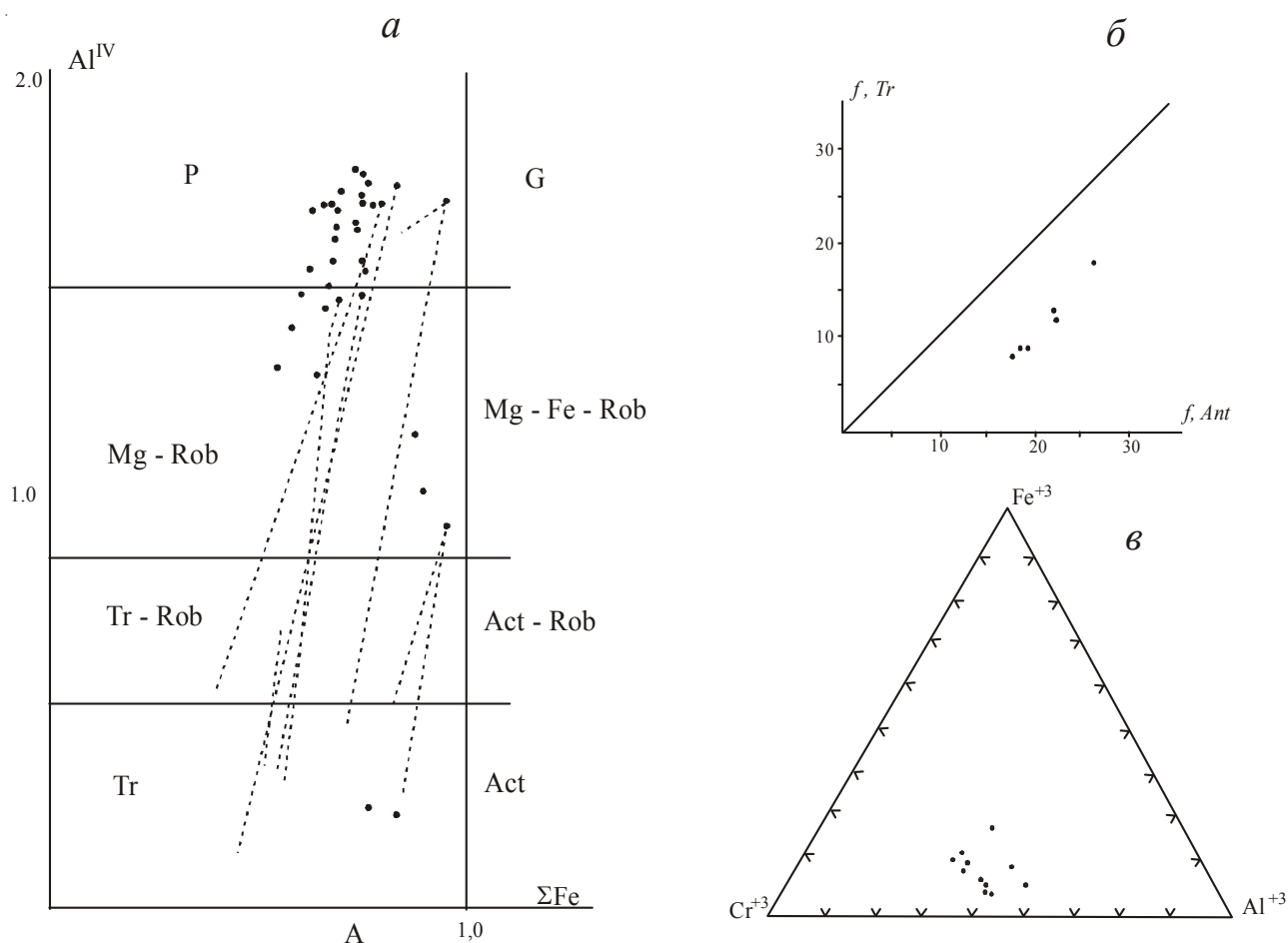
Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	40.99	40.93	54.44	56.42	44.51	48.18	54.72	41.79	0.00	0.00	39.83	56.10
TiO <sub>2</sub>	–	–	0.04	–	0.86	0.81	0.19	0.59	0.76	0.90	0.00	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	5.35	3.68	14.36	11.16	4.57	15.36	12.59	27.29	0.01	2.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	–	–	–	–	–	8.32	7.10	–	–
FeO	16.89	14.94	9.47	9.13	5.17	5.40	3.86	4.25	27.81	23.94	20.82	8.63
MnO	0.10	0.03	0.08	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.54	0.28	0.05	0.08
MgO	41.76	42.60	29.04	30.02	17.71	18.59	21.92	22.44	4.18	7.86	25.33	30.81
CaO	0.01	0.02	0.54	0.55	10.93	12.14	12.06	0.00	0.00	–	0.09	1.30
Na <sub>2</sub> O	–	–	–	–	2.72	2.08	1.12	1.24	–	0.01	–	–
K <sub>2</sub> O	0.02	0.01	0.01	0.02	0.67	0.33	0.11	7.31	0.01	0.01	0.12	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	0.09	0.72	0.28	0.01	0.32	47.07	33.61	–	0.63
H <sub>2</sub> O	–	–	–	–	2.11	2.15	2.18	4.22	–	–	13.48	–
Σ	99.77	98.67	99.23	100.00	99.76	101.12	100.74	97.52	101.78	101.32	99.73	100.26
<i>f</i>	18.49	16.44	15.47	14.58	14.06	14.01	9.00	9.61	78.88	63.09	31.57	13.59
Fo												
Wo			1.11	1.12								2.56
En	81.51	83.56	83.59	84.46								84.20
Fa	18.49	16.44	15.30	14.42								12.24

Окислы	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO <sub>2</sub>	55.30	44.60	42.10	58.40	48.80	41.50	51.45	56.46	56.58	45.53	41.28	59.52
TiO <sub>2</sub>	0.10	1.54	0.91	–	0.60	1.31	0.31	–	0.27	1.59	1.47	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.08	13.45	16.81	0.42	11.99	17.78	7.60	1.58	1.33	12.39	16.25	1.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
FeO	8.53	6.09	4.57	10.54	7.43	5.83	7.55	8.64	8.11	6.27	3.81	1.92
MnO	0.10	0.02	–	0.24	–	–	0.06	–	–	0.05	–	–
MgO	31.80	17.22	23.70	27.71	16.65	20.57	7.73	31.19	31.79	17.43	22.41	29.32
CaO	1.26	11.31	–	0.45	10.69	–	11.47	1.38	1.05	11.85	–	–
Na <sub>2</sub> O	–	2.70	1.27	0.07	1.23	1.12	0.80	–	–	1.73	1.36	0.02
K <sub>2</sub> O	–	0.74	7.31	–	0.42	7.40	0.31	0.02	–	0.91	7.62	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.49	0.28	0.01	0.12	–	–	0.27	–	–	0.39	–	0.33
H <sub>2</sub> O	–	2.10	4.37	2.19	2.13	4.30	2.12	–	–	2.11	4.25	4.18
Σ	99.68	100.05	101.07	101.15	99.98	99.80	99.67	99.32	99.24	100.25	98.45	96.97
<i>f</i>	13.08	16.57	9.76	17.59	20.03	13.73	19.29	13.45	12.52	16.80	8.71	3.55
Fo												
Wo												
En	2.42							2.69	2.03			
Fa	84.82							84.22	85.70			
Fs	12.76							13.09	12.27			

Примечания. 1–11 – минералы кортландита верхов слоя Ia: 1,2 – оливин, 3,4 – ортопироксен, 5 – паргасит, середина ойкокрystalла; 6 – магнезиальная и 7 – тремолитовая роговые обманки участка каймы на паргасите; 8 – флогопит; 9 – хромистая шпинель, включение в оливине; 10 – хромистая шпинель, край зерна в серпентине; 11 – боулингит псевдоморфозы по оливину; 12 – 16 – минералы амфиболового пироксенита нижней части слоя Ib: 12 – ортопироксен хадакрystalла в паргасите; 13 – ортопироксен из основной массы; 14 – паргасит ойкокрystalлов; 15 – флогопит; 16 – антофиллит основной массы 1 типа; 17–19 – минералы пироксенового горнблендита, середина ритма II: 17 – магнезиальная роговая обманка вкрапленников ойкокрystalл; 18 – флогопит; 19 – тремолитовая роговая обманка основной массы 2 типа; 20–24 – минералы амфиболового пироксенита верхов ритма III: 20,21 – ортопироксен хадакрystalлов и основной массы; 22 – паргасит ойкокрystalл; 23 – флогопит ойкокрystalл; 24 – тальк псевдоморфоз по ортопироксену.

*f* – железистость,  $\frac{100Fe}{Fe+Mg}$ .

Анализы выполнены на микрозонде САМЕВАХ Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, оператор Т.М. Философова.



**Рис. 5.** Характеристики состава некоторых минералов интрузива. *a* – состав кальциевых амфиболов в породах расслоенной серии; крупные точки – составы ядерных частей кристаллов, мелкие точки и концы пунктирных линий – составы их промежуточных и краевых зон; P – паргасит, G – гастингит, Mg-Rob и Mg-Fe-Rob – магнезиальная и магнезиально-железистая роговая обманка, Tr-Rob и Act-Rob – тремолитовая и тремолит-актинолитовая роговая обманка, Tr – тремолит, Act – актинолит (Минералы, 1981; *б* – соотношение железистости (*f*) тремолита и антофиллита (Ant) в породах интрузива; *в* – соотношение трехвалентных элементов в шпинелях.

новременного выделения глинозем-содержащих фаз (не считая малой доли шпинели). Глиноземистость бронзита снижается с ростом его магнезиальности вверх по разрезу. Напротив, в этом направлении возрастает содержание в бронзите CaO (0.03-1.6 мас. %), TiO<sub>2</sub> (0.03-0.43 вес. %) и в целом, без выдержанной закономерности, содержания MnO (0.03-0.17 мас. %). Сохранность бронзита лишь в отдельных, изначально обогащенных им горизонтах расслоенной серии (в основаниях ритмов) не позволяет проследить изменения особенностей его состава в более эволюционированных породах интрузива.

*Кальциевые амфиболы* в породах интрузива Восточно-Геофизического представлены титанистым паргаситом, устойчиво выделявшимся в широком диапазоне составов пород, и амфиболами ряда магнезиальная – тремолитовая роговые обманки – тремолит (табл. 1, рис. 5). Они сменяют паргасит в ряду кристаллизации,

образуя каймы на его кристаллах и самостоятельные генерации в верхах ритмов.

Постоянная форма выделения паргасита – крупные призматические ойкокрсты, включающие ранее выделявшиеся кристаллы оливина и ортопироксена. Сопряженно с ограниченными вариациями состава последних, железистость (*f*) паргасита изменяется в узких пределах 14-18, содержание TiO<sub>2</sub> – от 0.6 до 1.54 мас %, с тенденцией к более высоким значениям в верхах ритмов, а Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – от 1.2-1.4 мас. % в паргаситах кортландитов до 0.2-0.4 и менее – в амфиболовых пироксенитах.

Магнезиальная – тремолитовая роговая обманка, помимо кайм на паргаситах, образует, как отмечалось, второй тип основной массы в пироксеновых горнблендитах и аналогичные ей самостоятельные прослои средне-призматического горнблендита в верхах ритмов расслоенной серии. Переход от паргасита к ро-

говым обманкам отражает, очевидно, накопление в магме извести и кремнезема при нарастании дефицита магнезии. Лишь магнезиальная и отчасти, возможно, тремолитовая роговые обманки являются первично-магматическими, в то время как тремолит представляет собой продукт их постмагматических изменений с перераспределением железа. В ряду паргасит – роговые обманки – тремолит железистость снижается от 15-18 (как в бронзитах, и на 1-2 единицы меньшей, чем у оливинов) до 9-10, но постоянно наиболее высокой (16-22) оказывается в антофиллитах, кристаллизовавшихся в целом одновременно с тальком и низкоглиноземистыми и низкожелезистыми кальциевыми амфиболами (рис. 5б).

*Флогопит* в переменном количестве (до первых процентов) присутствует практически во всех породах интрузива – от его краевой группы до верхов ритмов расслоенной серии, за исключением завершающих их рогообманковых горнблендитов. В кортландитах он сокристаллизуется с паргаситом. Формы выделения флогопита – от крупных (5-8 мм) гипидиоморфных табличкокрист в расслоенной серии, пластинчатых кристаллов в прослоях краевой группы и в виде вростков в ойкокристах паргасита до ксеноморфных интерстициальных выделений в основных массах пород.

По имеющимся аналитическим данным (табл. 1), для статистически обоснованных заключений недостаточным, флогопит – независимо от его положения в структуре породы – в каждой из них имеет одинаковый состав со значениями железистости в ~ 1.5 раза меньшими, чем для сосуществующих с ним амфиболов. В расслоенной серии это значение находится на уровне 8.5-10.0, увеличиваясь до 13.5 у шпир пегматита в III ритме; в породах краевой группы оно составляет 14.0-16.0.

В ранее исследованной части серии более дифференцированных рудоносных и безрудных базитов Шанучского рудного поля (Селянгин, 2003) значения  $f$  флогопитов-биотитов варьируют в существенно более широком диапазоне – от 23 до 57, но в целом равны железистости пород и сокристаллизовавшихся со слюдой паргаситов – гастингситов, как это свойственно породным ассоциациям безмагнетитовых феррофаций (Ферштатер, 1987). По-видимому, резко сниженная железистость флогопита в породах интрузива Восточно-Геофизического отражает особенности распределения железа при его кристаллизации в присутствии оливина и ортопироксена, в изученных шанучских меладiorитах уже отсутствующих.

Из других особенностей состава флогопита следует отметить его титанистость и хромистость.

Первая ритмически варьирует по разрезу интрузива от 0.8-1.0 мас. %  $TiO_2$  в флогопитах пород краевой группы и нижних горизонтов слоев кортландитов до почти нулевых значений в их верхах, но в целом возрастает вверх по расслоенной серии (до 1.8%  $TiO_2$  в флогопите амфиболовых пироксенитов III ритма). Содержание  $Cr_2O_3$  изменяется от 0.5-0.6 мас. % в флогопитах пород краевой группы до 0.3 – в флогопите кортландитов и нулевых значений в слюде пород более высоких горизонтов интрузива.

*Магнезиально-железистые амфиболы* в породах Восточно-Геофизического интрузива представлены антофиллитом с железистостью в диапазоне 15-27 (табл. 1). Он развивается в раннюю постмагматическую стадию по ортопироксену в основной массе пород (там, где она присутствует), в виде внешних кайм на ойкокристах паргасита (в верхах ритмов – после магнезиальной и тремолитовой роговой обманки) и позднее по тальковым псевдоморфозам по ортопироксену основных масс и хадакристаллов. Формы выделений антофиллита – волокнистые, сноповидные, лучистые агрегаты, игольчатые и удлиненно-призматические кристаллы.

Сложные генетические и временные отношения, важные для расшифровки генезиса некоторых пород других никеленосных интрузий района, наблюдаются у антофиллита с тальком. Являясь более высокотемпературным, чем тальк, минералом (Дир и др., 1965), он, тем не менее, обычно частично или полностью замещает лишь разобщенные мелкие кристаллы бронзита. Изолированные хадакристаллы, крупные его зерна и плотные скопления в основной массе чаще замещаются тальком, обычно в окружении антофиллитового агрегата, поглотившего, видимо, часть высвобождавшегося при отальковании бронзита железа. Однако позднее антофиллит развивается и по тальку – извне и прорастанием его масс изнутри (часто в ассоциации с флогопитом), до полного их замещения. По-видимому, полному прямому замещению ортопироксена антофиллитом препятствовало быстрое остывание интрузива. Образование флогопит-антофиллитовой ассоциации по тальку надо, видимо, связывать с позднейшим эпизодом прогрессивного метаморфизма пород интрузива – возможно, на этапе дислокаций и опрокидывания массива.

Парным раннему антофиллиту, сокристаллизующимся с ним кальциевым амфиболом является тремолит, и оба минерала показывают расширенные пределы взаимной растворимости: тремолиты – снижение содержаний  $CaO$  до 8-6%, антофиллиты – повышенные (до 5-6%) содержания  $Al_2O_3$  и извести. Возможно, с этим обстоятельством связано часто наблюдаемое косое погасание кристаллов антофиллита.

*Плагиоклаз* в изученной части интрузива, представляющей раннюю стадию дифференциации ультрамафитовой магмы, экзотичен. Он проявляется в тонких слоях приконтактового габбро и в составе редких ритмических полос-прослоев 2-3-сантиметровой мощности в магнезиальных породах краевой группы интрузива, неравновесная кристаллизация которой предварялась, вероятно, ассимиляцией глинозема вмещающих пород и локальной дифференциацией расплава. Плагиоклаз в этих прослоях образует ойкокриталлы с чистыми ядрами состава  $An_{32-49}$  и широкими каймами  $An_{29-22}$ , включающими «заливы» и вкрапления руды, псевдоморфозы талька по ортопироксену и кристаллы антофиллита.

В расслоенной серии плагиоклаз появляется как интерстициальный минерал основной массы в амфиболовых пироксенитах — горнблендитах, где он сосюритизирован и деанортизирован до состава  $An_{0,86}$ . В большем количестве он наблюдается в породах III ритма. Отмеченные выше шпириты пегматита с ядрами кварца в породах основания III ритма указывают на возможное участие ассимиляции вмещающих пород в эволюции магмы интрузива.

*Хромистая шпинель* проанализирована в немногих образцах и зернах. Она присутствует в оливине, в пироксене, в развитом по оливину серпентине, реже в амфиболе. Составы шпинелей образуют короткий «глиноземистый тренд» на диаграмме трехвалентных элементов (рис. 5в). Шпинели интрузива содержат заметное (до 1.2 вес. %) количество окиси цинка.

Безхромистые и безалюминиевые составы вторичного магнетита из серпентина располагаются в «железной» вершине диаграммы.

## ХИМИЗМ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ИНТРУЗИВА

Породы изученной части интрузива Восточно-Геофизического представляют толщу кристаллических фракционатов (кумулятов) трех порций дифференцировавшейся высоководной ультрамафитовой магмы. Этим обстоятельством и определяются петрохимические характеристики интрузива: ни одна из пород изученной части его расслоенной серии не представляет состава магмы на какой-либо стадии её эволюции. Их химизм (табл. 2) определяется последовательностью выделения и составом минералов кумулула, а также механизмом дифференциации магмы. В связи с этим представление составов пород интрузива на классификационных петрохимических диаграммах имеет больше иллюстративный, чем генетический смысл. По формальным классификационным признакам (рис. 6) породы интрузива относятся к типу

высокомагнезиальных, низкоглиноземистых и низкощелочных толеитов калий-натрового профилей.

Наблюдаемое по разрезу интрузива распределение минеральных фаз по плотности и размерам кристаллов указывает на существенную в его дифференциации роль гравитационного фактора. Концентрация руд у дна интрузивной камеры, уменьшение снизу вверх размеров кристаллов оливина, переходы от порфирированных пироксеновых горнблендитов и амфиболовых пироксенитов в верхах ритмов к равномернозернистым разностям амфиболовых пироксенитов в основании свидетельствуют о проявлении в интрузиве классического механизма дифференциации — путем осаждения последовательно отделявшихся от магмы жидкой (сульфидный расплав) и минеральных фаз со скоростью, пропорциональной разности их плотностей с силикатным расплавом и размерам капель и кристаллов.

В изученной части расслоенной серии интрузива выделяются три связанных переходными разностями, но в целом дискретных типа пород — соответственно ведущей в их составе роли типоморфного кумулульного минерала (рис. 7): кортландиты (оливин), амфиболовые пироксениты (бронзит) и горнблендиты (амфибол). Во всех этих породах присутствует флогопит, а в первых двух и шпинель, своих породных типов (слоев пород) не образующие. Все последующие в ряду кристаллизации минералы присутствуют в кумулуле более ранних в качестве интеркумулятивного материала. Своеобразным «породным типом» можно считать и руды донной залежи интрузива, по механизму образования также представляющие собой кумулат, но первично-жидкой консистенции.

Однако масштаб гравитационного осаждения был различным для разных минеральных фаз и менялся по мере развития дифференциации. Лишь наиболее контрастные магме по плотности капли сульфидной жидкости и крупные кристаллы оливина, присутствовавшие в ней до внедрения, могли дорасти и осесть из всего объема магмы первой порции заполнения интрузива. Для образования устойчивых по составу полиминеральных пород его расслоенной серии такой механизм невероятен. При сходстве плотностей оливина и ортопироксена одновременное их выделение и широкая вариативность кристаллов по размерам неизбежно привели бы к их сортировке и образованию изменчивых по составу слоистых пород (вплоть до мономинеральных) вместо монотонной толщи кортландитов. Предположению об участии в образовании пород расслоенной серии механизма «контейнерного» осаждения оливина и бронзита в крупных

Таблица 2. Химический состав пород интрузива Восточно-Геофизического, мас. %

Окислы и компоненты	169-15	200-27	192-44a	169-27б	169-31	169-36	202-28	202-32	202-36	202-42	202-43	202-45б	202-45a	182-18	182-22	182-29
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	42.79	41.49	41.40	36.12	35.78	37.85	43.46	52.31	51.75	52.29	47.46	51.95	52.99	48.03	51.70	51.97
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.47	0.79	0.28	0.23	0.21	0.20	0.26	0.39	0.46	0.26	0.39	0.37	0.22	0.26	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.01	11.00	11.44	6.18	4.75	4.00	5.18	5.39	4.98	6.20	4.50	6.15	5.05	4.57	4.32	4.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.76	2.59	1.78	6.92	4.89	4.05	0.10	0.80	0.57	1.37	10.43	1.08	1.52	1.01	1.37	0.71
FeO	7.47	6.84	7.86	7.76	6.75	6.15	10.20	8.59	8.91	6.46	–	8.54	6.18	10.77	8.24	8.85
MnO	0.18	0.14	0.14	0.13	0.15	0.13	0.14	0.15	0.13	0.12	0.14	0.16	0.14	0.13	0.15	0.14
MgO	21.84	25.67	24.87	31.77	34.95	33.13	28.94	25.8	23.81	17.41	30.22	22.36	20.32	24.08	25.10	24.82
CaO	8.48	6.25	4.67	1.84	1.85	1.48	1.64	2.02	2.81	11.33	2.00	4.18	9.33	1.51	2.25	2.24
Na <sub>2</sub> O	0.91	0.55	0.62	0.46	0.33	0.19	0.40	0.31	0.78	0.94	0.66	0.40	0.42	0.29	0.45	0.51
K <sub>2</sub> O	1.00	0.03	0.67	0.26	0.20	0.18	0.06	0.29	0.36	0.15	0.17	1.12	0.21	0.41	0.33	0.33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.08	0.04	0.05	0.05	0.03	0.04	0.06	0.04	0.09	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05
SO <sub>3</sub>			0.82			1.13	2.63	1.30	1.26	0.04	1.50	0.06	0.52	3.75	2.02	1.90
П.П.П.	3.19	4.64	4.90	7.46	9.86	11.35	7.16	3.00	3.95	3.03	2.77	3.29	2.57	4.86	3.52	3.50
в т.ч.: Собщ.	0.84	0.35		2.32	0.43											
Σ	100.26	100.02	99.97	99.23	99.80	100.88	100.16	99.57	99.75	99.90	100.15	99.71	99.68	99.68	99.66	99.68
Ni	0.166	0.131	0.138	0.624	0.121	0.099	0.095	0.431	0.008	0.002	0.002	0.011	0.012	0.026	0.015	0.017
Cu	0.085	0.053	0.029	0.184	0.020	0.022	0.042	0.021	0.016	0.001	0.001	0.002	0.005	0.039	0.019	0.021
Co	0.008	0.009	0.010	0.027	0.014	0.014	0.015	0.008	0.009	0.004	0.002	0.006	0.005	0.019	0.009	0.010
Cr	0.117	0.155	0.224	0.237	0.273	0.273	0.235	0.272	0.155	0.101	0.110	0.155	0.204	0.178	0.210	0.214

Примечание: 1–3 – породы нижней краевой группы интрузива, от эндоконтакта вглубь оболочки; 4–6 – кортландиты, соответственно верхов слоя Ia, нижней и верхней частей слоя Ib; 7 – оливин-содержащий амфиболовый пироксенит основания слоя Ib; 8–9 – амфиболовые пироксениты нижней и средней частей слоя Ib; 10 – горнблендит верхнего горизонта слоя Ib; 11 – амфиболовый пироксенит, основание ритма II; 12, 13 – непосредственно контактирующие амфиболовый пироксенит и пироксеновый горнблендит ритма III, с основными массами 1 и 2 типа; 14–16 – амфиболовые пироксениты ритма III, соответственно основание, середина и верх его изученной части. Расположение образцов по разрезу интрузива см. на рис. 2. 169-15 – 182-29 – номера образца; 1-16 – номера анализа. Анализ выполнен на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer Аналитического центра Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, исполнители Е.В. Карташева и Н.И. Чеброва.

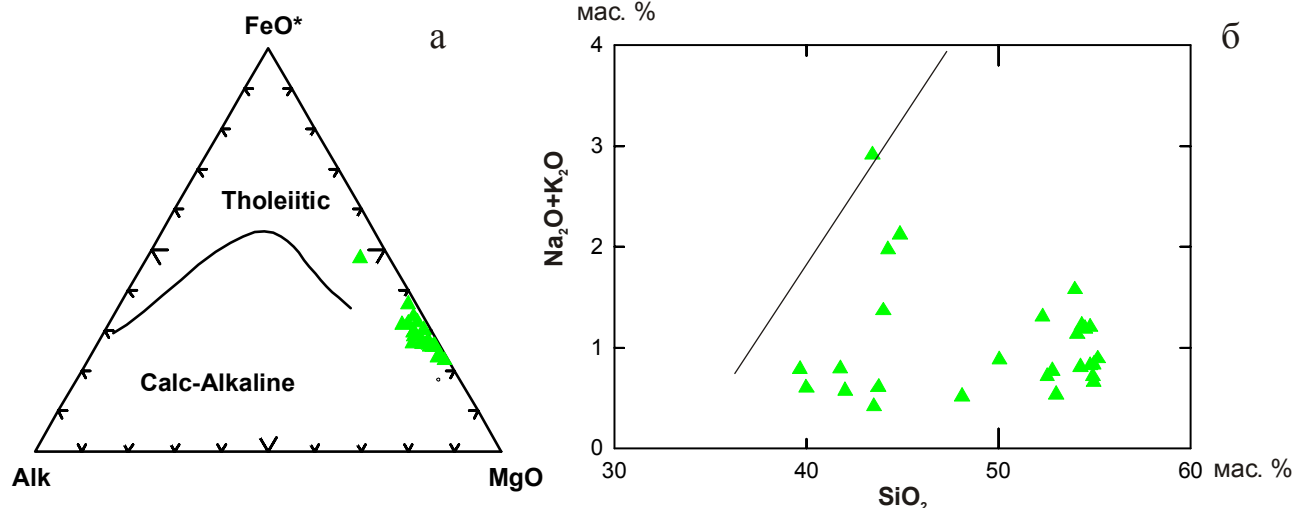


Рис. 6. Породы интрузива на классификационных диаграммах. Составы пересчитаны на безводные. а – по (Irwine, Varagar, 1971); б – на диаграмме щелочи – кремнезем (Магматические ..., 1983).

ойкокритах паргасита и флогопита противоречит как раз высокое содержание в них указанных хадакристаллов: их захват мог, очевидно, происходить лишь из «каши» минералов соответствующей «густоты», для всего объема интрузива невозможной и предполагающей их предварительное концентрирование.

Особенностям состава и структур пород расслоенной серии в наибольшей мере отвечает механизм кристаллизации и дифференциации магмы в застойном придонном слое, с постоянным массообменом (взаимозамещением) эволюционирующего межзернового расплава (всплывающего и вытесняемого за счет роста и ограниченного осаждения – компакция – кристаллов) с конвектирующей магмой основного объема интрузива (Wilson, 1992). Это вариант дифференциации интрузивов способом «нарастания твердой корки», с образованием пород кумулатного облика (Уэйджер, Браун, 1970) практически *in situ*. Непрерывно перемещающаяся зона кристаллизации ограничена ликвидусом и солидусом формирующихся пород и имеет мощность, пропорциональную температурному интервалу их кристаллизации. По степени открытости системы (эффективности массообмена) и равновесности кристаллов с магмой основного объема в ней выделяются три подзоны: передовая субликвидусная (полное равновесие, адкумулятная кристаллизация), промежуточная (неполное равновесие – более эволюционированный межзерновой расплав и гетерадкумулятная кристаллизация ойкокрита) и тыловая околосолидусная подзона (изолированный между кристаллами остаточный расплав, неравновесная ортокумулятная кристаллизация кайм на ранее выделившихся кристаллах и дискретных зерен поздних

минералов – продуктов максимально продвинутой эволюции магмы).

При кристаллизации кортландитов оливин, выделявшийся в субликвидусной области, частично растворялся в результате реакции с более эволюционированным расплавом промежуточной подзоны, с одновременной перитектической кристаллизацией в ней ортопироксена, а близко вслед за ним – котектической пары паргасит – флогопит. Очевидно, именно близкое следование друг за другом «волн» (фронтов) кристаллизации этих минералов предотвращало существенное проявление гравитационного осаждения и сортировки оливина и бронзита, «схватывавшихся» (и частично оттеснявшихся) амфиболом и флогопитом во взвешенном состоянии.

Гетерадкумулятной кристаллизацией ойкокрита паргасита и флогопита практически заканчивалось отвердевание кортландитов: околосолидусная подзона при их кристаллизации оказалась вырожденной, и актуальный температурный интервал их отвердевания, по-видимому, был соответственно сокращен. Об этом свидетельствует минимальное (2–3%) присутствие в кортландитах позднего ортокумулятного материала, представленного лишь небольшими участками кайм магнезиальной-тремолитовой роговой обманки на паргасите и редкими зернами апатита. Эта характерная особенность кортландитов связана с кристаллохимической природой их амфибола и флогопита, включающих в свой состав значительную долю компонентов потенциального ортокумулята ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), несовместимых с ранними феррическими минералами более сухих магм и накапливающихся в ходе их кристаллизации.





Отвердеванием кортландитов с достаточно резкой границей перемещавшегося фронта кристаллизации обусловлено, по-видимому, первично-субгоризонтальное положение многих линзовидных вкраплений руды в верхах слоя IA: отстававший в осаждении сульфидный расплав не мог просачиваться книзу сквозь быстро уплотнявшийся агрегат силикатов и растекался по его поверхности. Это означает также, что вся руда донной залежи в интрузиве отложилась из магмы первой порции его заполнения. Толща кортландитов, кристаллизовавшаяся при более высоких температурах, чем сульфидный расплав, долгое время «плавала» на этом последнем.

С переходом к слою амфиболовых пироксенитов IB и появлением самостоятельных выделений ортопироксена оливин в породах исчезает. Судя по присутствию в переходном горизонте основания слоя боулингитовых псевдоморфоз по оливину – свободному и в виде хадакриталлов в ядрах ойкокрита паргасита – завершение кристаллизации кортландитов ознаменовалось каким-то возмущением в динамике конвекции расплава и взмучиванием их неконсолидированного верхнего слоя потоками магмы (от стенок камеры?) с мелкими вкраплениями бронзита, в «каше» которых и происходило дорастание ойкокрита.

В основной части слоя IB после этапа адкумулатной кристаллизации в придонной зоне мелких зерен бронзита происходила гетерадкумулятивная кристаллизация крупных ойкокрита паргасита и более редкого здесь флогопита. Выделяясь в уже эволюционировавшей (менее магнезиальной, более кремнеземистой и водонасыщенной) магме с расширенным температурным интервалом отвердевания, они не выполняли, как в кортландитах, все пространство формируемой породы, оставляя после компакций и смыкания между собой интерстиции-крипты с незахваченными зернами бронзита в остаточном расплаве. С ортокумулятивной кристаллизацией последнего связано образование зон магнезиальной-тремолитовой роговой обманки на паргасите ойкокрита и выделение её мелких самостоятельных зерен, кристаллизация чешуйчатого флогопита, апатита и интерстициального плагиоклаза.

Постмагматическая перекристаллизация всего материала крипт преобразовывала его в тальк-тремолит-антофиллитовую основную массу 1 типа. С нарастанием известковистости магмы в верхах слоя IB тремолитовая роговая обманка крипт формировала уже свою генерацию небольших вкрапленников.

С дальнейшей эволюцией магмы к верхам I ритма равномерно-крупнозернистые амфиболовые пироксениты плавно сменялись пойкилит-

порфировидными пироксеновыми горнблендитами. Сомкнутые в криптовой структуре первых ойкокрита паргасита здесь разобщаются на отдельные, все более редкие вкрапленники меньших размеров и с меньшим количеством хадакриталлов бронзита. Параллельно происходило гравитационное (?) расслоение их основной массы, с сегрегацией поздних вкрапленников тремолитовой роговой обманки в основную массу 2 типа и в завершающий весь I ритм горизонт равномерно-среднезернистых горнблендитов.

На этапе формирования этих пород камера интрузива была пополнена относительно небольшой порцией свежей магмы, смешавшейся с остаточным расплавом первого ритма дифференциации. Из гибридной магмы сначала вновь формировались более магнезиальные, богатые бронзитами амфиболовые пироксениты основания II ритма (рис. 2), выше также сменявшиеся пироксеновыми и беспироксеновыми горнблендитами, доля которых во II ритме существенно больше. II ритм повторил эволюцию кумулатов верхней части I ритма.

Следующий эпизод пополнения камеры отражен в кумулатах III ритма, начавшегося вновь с пород более магнезиальных составов – амфиболовых пироксенитов. Судя по большей их мощности и заметно повышенному содержанию в кумулатах III ритма рассеянной сульфидности, новое пополнение было более объемным, и эта порция поступавшей в камеру магмы сохраняла повышенный уровень рудной нагрузки.

Проблемным является определение состава исходной для пород интрузива магмы. Из его приконтактной зоны были отобраны образцы мелкозернистых амфиболовых ультрамафитов (табл. 2) – в предположении их соответствия закаленным пробам исходного магматического расплава. Их составы группируются вдоль линии паргаситовый амфиболит – кортландит при содержании MgO на уровне 22-27 мас. % и SiO<sub>2</sub> – 43-45% (рис. 7), что близко к составу субщелочного пикрита. Такому составу в качестве исходного не соответствует слишком малое содержание оливина в расслоенной серии, и указанные образцы, как и вся зона эндоконтакта интрузива (краевая группа), являются, по-видимому, результатом разной степени ассимиляционного взаимодействия с материалом вмещающих пород ультрамафитовой магмы, частично аккумулятивировавшей здесь кристаллы оливина и капли сульфидного расплава, выделившиеся в ней до внедрения.

Учитывая «бонинитовую» последовательность кристаллизации интрузива (оливин → ортопироксен → ...), надо полагать, что исходной для серии его пород была высокомагнезиальная

(12-15 % MgO), низкоглиноземистая и богатая кремнеземом (51-53 % SiO<sub>2</sub>) магма типа кварцевого толеита, с высоким содержанием воды. Вследствие ухода части железа в рудный сульфидный расплав и ранней кристаллизации паргасита и флогопита дифференциация такой магмы должна следовать известково-щелочному направлению. Относительное повышение ее железистости при выделении ассоциации высокомагнезиальных минералов сопровождалось, видимо, в целом более интенсивным накоплением кремнезема, но при умеренном накоплении глинозема и щелочей, входящих в состав слюды и амфибола. Для решения проблем исходного состава магмы и пути её дифференциации, актуальных в рудогенетическом и прогнозно-поисковом отношении, необходимо доизучение интрузива в его верхней, не вскрытой бурением части.

С составом исходной магмы и степенью ее водонасыщенности связан и вопрос формационной принадлежности кортландитов. На основании сравнительно широкого развития их небольших интрузий на восточной окраине Азиатского континента была выделена никеленосная горнблендит-кортландитовая формация (Зимин, 1973). На Камчатке кортландиты впервые были выявлены Б.А. Марковским (Геология СССР, 1964) и позднее исследовались С.А. Щекой с соавторами (Щека, Старков, 1968; Щека, Чубаров, 1987). Ранее по признаку развития кортландитоподобных пород («плагиоклазовых кортландитов» с реакционным паргаситом) в троктолитовых интрузивах Приморья им было предложено выделение троктолит-кортландитовой формации (Щека, 1971), к которой и были отнесены никеленосные ультрамафиты как юга Среднего кристаллического массива Камчатки, так и месторождения Шануч на его северной оконечности.

Описанные кортландиты Восточно-Геофизического интрузива представляют их первое реальное проявление на Шанучском рудном поле, но, как изложено, в ассоциации с первично-амфиболовыми породами, далекими от троктолитов. Кристаллизация подобных («настоящих») кортландитов происходила из магмы, изначально богатой водой и еще более обогащавшейся ею в закрытых (по воде) системах интрузивов. Уход существенной доли извести и глинозема в рано выделяющиеся амфибол и флогопит делает невозможным появление плагиоклаза в ассоциации с оливином, отодвигая его выделение до гораздо более поздних стадий дифференциации.

В свете этих противоречий представляется более правильным выделение ряда серий пород в составе общей перидотит-пироксенит-габбронитовой формации, различающихся по сте-

пени водонасыщенности исходной магмы и, соответственно, времени ее насыщения сульфидами (?), начала кристаллизации гидроксилсодержащих минералов и плагиоклаза, по трендам дифференциации и глубинам становления интрузивов.

## ВЫВОДЫ

Изучение Восточно-Геофизического интрузива приводит к ряду заключений, существенных для понимания эволюции рудогенного магматизма, а также геологической структуры района и конкретно структуры Шанучского рудного поля.

1. Породы изученной нижней части расслоенной серии интрузива – кортландиты, амфиболовые пироксениты, горнблендиты – являются фракционатами (кумулятами) высоководной мафической магмы, не имеющими жидких магматических эквивалентов и, следовательно, неспособными формировать самостоятельные интрузивные внедрения. Нахождение их в подобном качестве означает, что либо эволюционировавшая магма была отжата от них в процессе становления интрузива, либо производные от неё породы разобщены с ними тектонически, либо уничтожены эрозией. Подобные процессы, очевидно, могут касаться и руд.

2. Амфибол и флогопит кортландитов являются первично- и раннемагматическими минералами. Они не находятся в реакционных отношениях с оливином и ортопироксеном, а друг с другом образуют котектическую пару. Продолжающееся и при их выделении накопление воды в закрытой магматической системе интрузива исключает, по-видимому, образование каких-либо более «сухих» пород в прямой генетической связи с кортландитами.

3. Связанное с интрузивом сульфидное медно-никелевое оруденение имеет сингенетический характер. Магма поступала в интрузивную камеру с уже присутствовавшими в ней каплями ликвировавшего сульфидного расплава и кристаллами раннего оливина (и шпинели), продолжавшими отделяться, коалесцировать и разрастаться в ходе внутрикамерной дифференциации магмы.

4. Донная залежь руды и серия расслоенных пород интрузива сформировались путем ликвационной и кристаллизационной дифференциации, гравитационной и развивавшейся по типу «нарастания твердой корки». Этот процесс осложнялся периодическим пополнением камеры повторными внедрениями магмы, близкой к исходной (но, видимо, выделившей основную часть своей рудной нагрузки на глубине), и её смешением с остаточными расплавами предшествующих стадий дифференциации. Этими

«реверсивными» событиями обусловлен полиритмический характер расслоенности интрузива.

5. Раннее постмагматическое изменение пород расслоенной серии выразилось замещением бронзита амфиболовых пироксенитов антофиллитом и, главным образом, тальком, устойчивым при высоких  $P$ - $t^\circ$ -параметрах и низкой фугитивности кислорода. Бронзит ранее сформировавшихся кортландитов этим замещением затронут практически не был. Лишь позднее, с перемещением интрузива с толщей вмещающих пород в область меньших глубин и устойчивости магнетита, оливин кортландитов подвергся умеренной серпентинизации, также почти не коснувшейся их ортопироксена.

Указанный характер распределения оталькования по разрезу интрузива свидетельствует об автометаморфической природе этого процесса, развивавшегося, в отличие от серпентинизации, в основном за счет собственной, первично-магматической воды интрузива, накапливавшейся в достаточном количестве лишь на определенной стадии его дифференциации.

6. Выявление характера Восточно-Геофизического интрузива как расслоенного и опрокинутого после отвердевания показывает, что вмещающая его толща кристаллических сланцев образует крупную пликативную структуру (вероятно, флексуру) у северной границы Среднего кристаллического массива Камчатки с формациями более молодого подвижного пояса. Внедрения никеленосных магматитов Шанучского рудного поля являются предкинематическими и локализованы в крутопадающем крыле структуры. Это подтверждается подобным же опрокинутым залеганием интрузивов собственно Шанучского месторождения, несколько более хаотичным из-за влияния позднейших деформаций.

7. До ныне спорные среди камчатских геологов представления о преобладающем син- или эпигенетическом характере оруденения, о связи его с расслоенными интрузивами или отсутствии таковой (Щека, Чубаров, 1987), возможность, благодаря этой их структуре, учета пострудных деформаций рудных полей являются важнейшими элементами стратегии поисков и разведки сульфидных медно-никелевых руд. Результаты изучения Восточно-Геофизического интрузива — аргумент в пользу первых из перечисленных выше положений, выдвигающий структурно-петрологическое исследование потенциально рудносных интрузивов в качестве необходимой предпосылки успешности поисково-разведочных работ.

Автор благодарен руководству и геологической службе ЗАО НПК «Геотехнология» за предоставленные материалы, своим коллегам В.Е. Кун-

гуровой, В.В. Кононову за сотрудничество в экспедиционной работе и помощь в обработке её результатов, Е.М. Газзаевой, Е.П. Михайловой и Н.Е. Соломко за помощь в оформлении статьи.

#### Список литературы

- Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 634 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Д.* Породообразующие минералы. Т. 3. М.: Мир, 1965. 316 с.
- Зимин С.С.* Формация никеленосных рогово-обманковых базитов Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. 134 с.
- Ирвин Т.Н.* Изверженные породы, состав которых обусловлен аккумуляцией и сортировкой кристаллов // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 230-241.
- Конников Э.Г., Янь Х., Си А., Дзю С.* Сульфидные никелевые месторождения рудного поля Хунчилин (провинция Цзилинь, Китай) // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 4. С. 346-354.
- Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Ч. I. М.: Наука, 1983. 367 с.
- Минералы Т. III. М.: Наука, 1981. 398 с.
- Налдретт А. Дж.* Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав и генезис // Генезис рудных месторождений. Т. 2. М.: Мир, 1984. С. 253-343.
- Полферов Д.В.* Геология, геохимия и генезис месторождений медно-никелевых сульфидных руд. Л.: Недра, 1979. 294 с.
- Селянгин О.Б.* Петрология никеленосных базитов Шанучского рудного поля // Вестник КРАУНЦ. 2003. № 2. С. 33-55.
- Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
- Ферштатер Г.Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
- Шарков Е.В.* Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
- Щека С.А., Старков Г.Н.* О сопряженности состава интрузивов и литолого-фациального состава вмещающих толщ (на примере базитов и гипербазитов Камчатки) // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181. № 3. С. 710-713.
- Щека С.А.* Некоторые общие закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма // Основные проблемы металлогении Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВФ СО АН СССР, 1971. С. 300-313.
- Щека С.А., Чубаров В.М.* Никеленосные кортландиты Камчатки // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1987. № 12. С. 50-61.

*Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the Common volcanic rocks // *Canad. J. Earth. Sci.* 1971. № 8. P. 523-548.

*Naldrett A.J.* World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis // *Mineralium deposita*, 1999. Vol. 34. P. 227-240.

*Wilson A.H.* The Geology of the Great Dyke, Zimbabwe: Crystallisation, Layering and Cumulate Formation in the P1 Pyroxenite of Cyclic Unit 1 of the Darwendale Subchamber // *J. of Petrology*, 1992, Vol. 33. Part 3. P. 611-663.

**CORTLANDITE – AMPHIBOLE PYROXENITE – HORNBLENDE SUITE OF THE  
LAYERED NICKEL-BEARING INTRUSION VOSTOCHNO-GEOPHYZICHESKY,  
SHANUCH ORE BODY, KAMCHATKA**

**O. B. Selyangin**

*Research Geotechnological Center, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences  
683002, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia  
тел. 9-26-39; факс: (415-22) 9-26-39, e-mail: obs@kscnet.ru*

A geological position and petrology of the explored part of layered intrusion with a bottom deposit of syngenetic sulfide copper-nickel ores is described. A cumulative origin of cortlandites that form the intrusion and rocks associated with them – derived rocks of high-water ultramafic magma of boninitic (quartz-tholeiitic) type is shown. An overturned occurrence of intrusion is used for interpretation of the folded component of ore field structure that was unknown earlier.