

кого кратона и орогенных поясов его обрамления. Материалы II Всероссийского металлогенического совещания. Иркутск: Изд. ИГХ СО РАН, 1998. С. 41-42.

7. Додин Д.А. Минерагеня Арктики. СПб: Наука, 2008. 202 с.

8. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988. 279 с.

9. Рингвуд А.Е. Состав земной коры и верхней мантии Земли// Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 7-26.

## **РАССЛОЕННЫЕ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ УДОКАН-ЧИНЕЙСКОГО РАЙОНА**

**Гонгальский Б.И.**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
Москва, Россия  
e-mail: kgrt-61@ya.ru*

## **LAYERED BASIC-ULTRABASIC MASSIFS OF THE UDOKAN-CHINEY AREA**

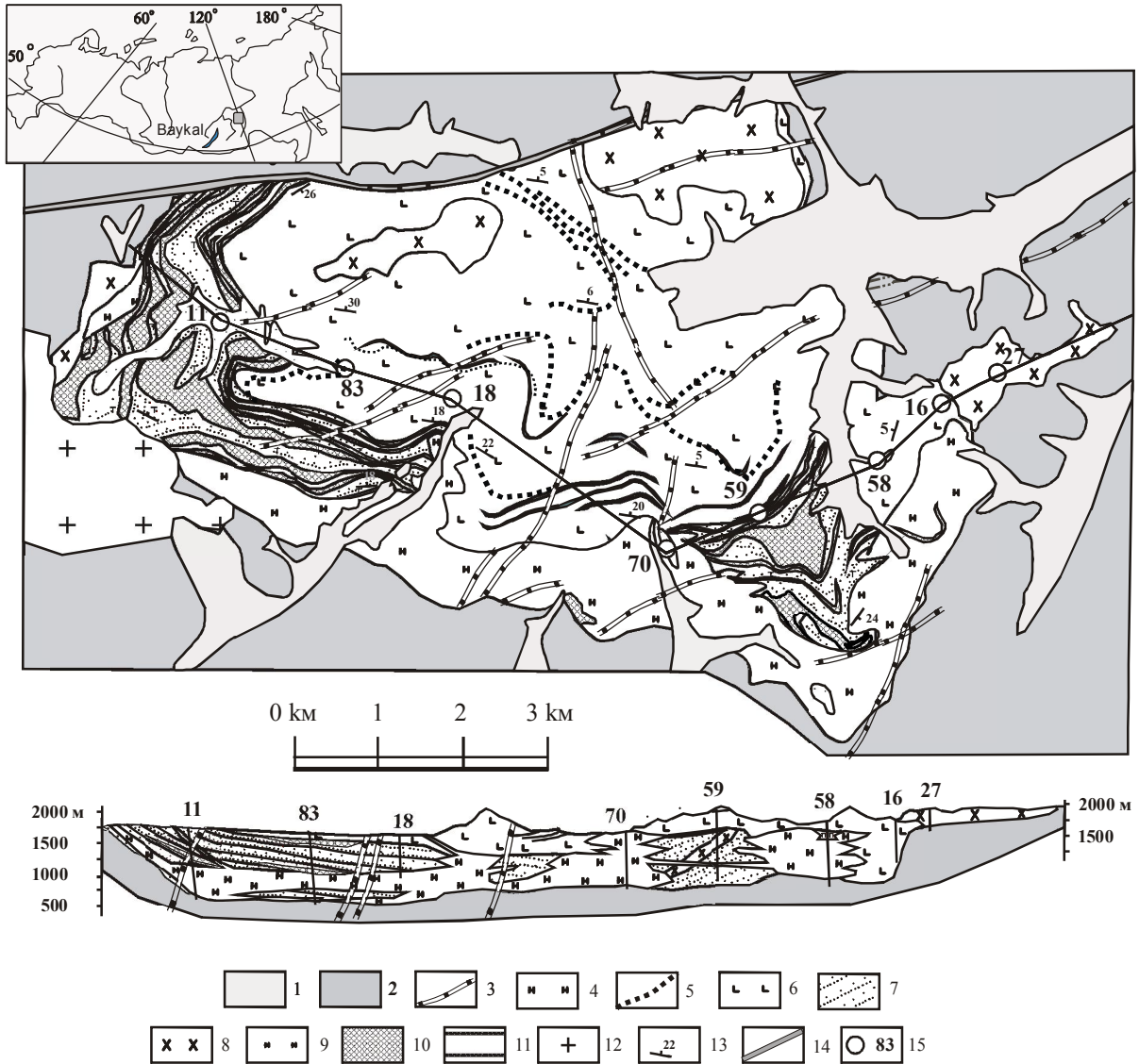
**Gongalskiy B.I.**

*Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS,  
Moscow, Russia  
e-mail: kgrt-61@ya.ru*

Layered intrusions represent a small part of a large group of continental basic-ultrabasic complexes. They attract geologists' attention due to their unusual magmatic structures and associated PGE, Cr and V deposits. The outstanding example of this phenomenon is the Bushveld complex in South Africa. The largest layered intrusion in Russia is the Chineysky massif (Transbaikalia, Siberia). It is characterized by excellent layering and accompanying titanomagnetite and sulfide mineralization. It hosts Russia's largest deposits of Fe-Ti-V ores which are also among the world's largest. Origin of such huge metal concentrations in the crust is unsettled problem. Therefore the ore conditions' determination from different intrusions is very actually.

Ультрабазит-базитовые расслоенные массивы рассматриваются как промежуточные магматические очаги древних вулcano-плутонических систем [1]. Формирование многокилометровых по мощности камер не могло быть одноактным процессом, как это представлялось ранее. Изотопные исследования на гигантском Бушвелде свидетельствуют как минимум о пяти крупных этапах пополнения камер, которые соответствуют четырем главным зонам, а также мелким массивам, силлам ближайшего обрамления [5]. Различия в мощностях главных зон Бушвелда, а тем более отсутствие пород Нижней зоны в его северной части могут служить доказательством существования нескольких каналов. Механизм разрастания магматической камеры предложен для Великой дайки [7]. Фракционирование магм обусловило образование мономинеральных пород всех главных породообразующих и рудных минералов. Промышленные концентрации рудных минералов разобщены как в пространстве, так и во времени: расположены на разных уровнях разрезов, связаны с начальными или завершающими этапами кристаллизации магм. Особый интерес в этой связи представляет ассоциация хромититовых, титаномagnetитовых слоев с анортозитами, пород рифа Меренского с пятнистыми (mottle) анортозитами. В некоторых случаях массивы типа Бушвелда сопровождаются массивами сателлитами типа Нкомати, с медно-никелевыми рудами норильского типа [5, 6].

В юго-западной окраинной части Алданского щита размещается уникальный рудный район с суперкрупными месторождениями меди (Удокан), железа, титана, ванадия, меди, благород-



**Рис. 1. Схематическая геологическая карта Чинейского массива.**

1 – четвертичные отложения; 2 – нижнепротерозойские отложения удоканской серии; 3 – разновозрастные дайки основного состава; 4-12 – породы чинейского комплекса: 4 – породы габброноритовой серии, 5 – анортозиты, 6 – породы лейкогаббровой серии, 7 – породы титаномагнетит-габбровой серии, 8 – монцодиориты, 9 – пироксениты (ксенолиты), 10 – богатые титаномагнетитовые руды, 11 – горизонты титаномагнетитовых руд в лейкогаббровой серии; 12 – граниты интамакитского комплекса; 13 – элементы залегания расслоенности; 14 – Ингамакитский разлом; 15 – буровые скважины и их номера. Месторождения: I – Магнитное, II – Этырко, III – Рудное, IV – Контактное.

ных металлов (Чиней), редких и редкоземельных элементов (Катугин). Здесь присутствуют разновозрастные породы базит-гипербазитового состава представляющие собой разноглубинные образования вулcano-плутонических систем: расслоенные массивы ( $PR_1$ ) – приповерхностные пологие интрузии ( $PR_2$ ) – вулканогенные отложения депрессий (MZ) и лавовое плато (KZ). С палеопротерозойскими расслоенными анортозит-габброноритовыми массивами чинейского комплекса связаны магматические месторождения оксидных (Fe-Ti-V) и сульфидных (Cu, PGE) руд [4]. С ними пространственно совмещены гидротермальные Au-Ag-Cu месторождения и месторождения медистых песчаников (Удокан).

Чинейский массив сложен габброидами (рис. 1), взаимоотношения между которыми позволили выделить четыре группы [2]. Первая группа представлена пироксенитами, измененными габброидами и анортозитами. Они наблюдаются в виде пластин и ксенолитов в породах по-

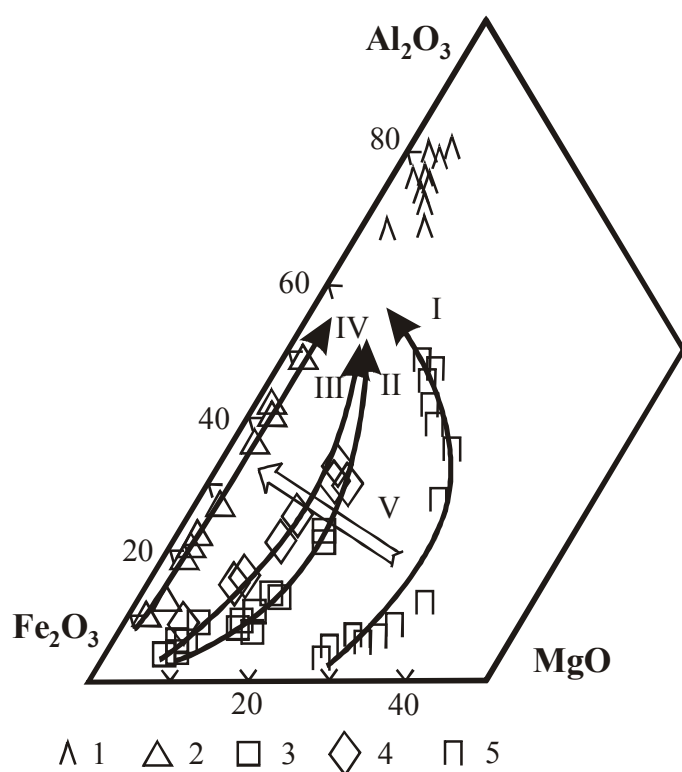


Рис. 2. Диаграмма  $Fe_2O_3 (+FeO) - MgO - Al_2O_3$  (мас. %) составов пород.

1 – анортозиты, 2 – чиниты (тренд IV), 3-4 – породы нижней (тренд II) и средней (тренд III) части макро- ритма титаномагнетит-габбровой серии, 5 – породы норит- товой серии пород 3 группы (тренд I).

ставлена норитами и габброноритами в которых титаномагнетит является аксессуарным минералом. Они залегают в основном в нижних частях титаномагнетит-габбровой серии, заполняя промежуток между перемещенными тектоникой блоками пород титаномагнетит-габбровой серии [1]. Мощности пород этой группы меняются в широких пределах: в западной части массива около 300 м, в юго-западной от первых метров до 700 м. В зонах контактов наблюдаются апофизы норитов в титаномагнетитовых габброноритах, или обособления мономинеральных титаномагнетитов шаровидной, каплевидной формы. Маломощные апофизы и силлы норитов наблюдаются также в лейкогаббровой серии.

Заключительными магматическими образованиями являются различные флюидно-магматические брекчии с габброноритовым и слюдястым цементом насыщенные ксенолитами перекристаллизованных осадочных пород, скарнов и габброидов. С ними ассоциируют сульфидные руды с МПГ, золотом и серебром.

В строении Чинейского массива практически отсутствуют ультрабазиты, которые могут быть обнаружены в перекрытом молодыми гранитами (PZ<sub>3</sub>) и базальтами (N-Q) Майлавском массиве, хорошо выраженного в геофизических полях и представленного выходами габброидов по периферии гранитного массива. Севернее в 40 км расположен Луктурский массив оливинсодержащих норитов, габброноритов чинейского комплекса.

Во всех трех массивах устанавливается два типа минерализации оксидная (Fe-Ti-V) и медно-никелевая с МПГ. Титаномагнетитовые руды залегают как с нижних частях ритмов и макро- ритмов (пироксен-титаномагнетититы), так и в верхних – плагиоклаз-титаномагнетититы. Соотношения последних варьируют в широких пределах, такие породы названы нами чинитами. Расщепление расплава такого состава привело к образованию крайних членов: слоев титаномагнетитов и анортозитов. Кроме того титаномагнетитовые линзы, округлые обособления наблюда-

следующих внедрений. Преобладают в строении массива высокотитанистые габброиды второй группы, они подразделены на две серии: титаномагнетит-габбровую (1000 м) и лейкогаббровую (1500 м).

В пределах серий выделены макро- ритмы (пачки, первые сотни метров) на основании чередования меланократовых пород в нижних частях и лейкократовых в верхних для нижней серии, или разной степенью насыщенности анортозитами для верхней серии. В свою очередь в пределах макро- ритмов устанавливаются многочисленные ритмы (сантиметры – дециметры) с соответствующими вариациями в самих ритмах: в нижних частях пачек – преобладание пироксенит-титаномагнетитов, титаномагнетитовых габброноритов и габбро, в верхних габбро – лейкогаббро и в ряде случаев плагиоклаз-титаномагнетитовых пород. Последние являются индикаторами завершающих процессов магматической кристаллизации. Соотношения плагиоклаза и титаномагнетита меняется в широких пределах, но чаще наблюдается ассоциация анортозитовых слоев и линз.

Третья группы габброидов пред-

ются в норитах третьей группы пород Чинейского массива, вблизи контактов с титаномагнетитовыми габбро, габброноритами второй группы.

Ритмичное строение устанавливается для второй и третьей групп пород Чинейского массива, с закономерными изменениями составов пород в пределах ритмов и макроритмов, которые на диаграмме ( $\text{Fe}_2\text{O}_3(+\text{FeO}) - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ ) образуют тренды (рис. 2), закономерно меняющиеся как в пределах конкретных ритмов (тренды II и III), так и макроритмов (тренд V). В ритмах согласно последовательности кристаллизации основных породообразующих минералов преобладающими в нижних частях является титаномагнетит, к средней части ортопироксен и далее плагиоклаз. По мере выведения из магмы MgO и FeO, в составах пород ритмов преобладает плагиоклаз. Тренды выполаживаются (тренд IV) вплоть до образования остаточного расплава, из которого кристаллизовались породы титаномагнетит-плагиоклазового состава (чиниты, [2]), с постепенными изменениями соотношений этих минералов. Ликвация остаточного расплава такого состава приводила к образованию анортозитового и титаномагнетитового расплавов, которые образовали протяженные слои. На Бушвелде такие слои (более 30) протягиваются на сотни километров с изменениями составов титаномагнетитов от нижних к верхним слоям. Ассоциация титаномагнетитовых слоев с анортозитами указывает на завершение кристаллизации первичного расплава, а вышележащая толща является результатом кристаллизации в верхней части магматической камеры или внедрением дополнительного расплава, что согласуется с представлениями исследователей Бушвелда [5, 6]. В строении разрезов по глубоким скважинам Чинейского массива наблюдается пятикратное повторение титаномагнетит-пироксенитов в титаномагнетит-габбровой серии и трехкратное меланоритов в норитовой серии, что вероятнее всего иллюстрирует импульсы интрузий новых порций расплавов. Отсутствие чинитов в верхах некоторых макроритмов свидетельствует о смешении остаточных расплавов с новыми поступлениями.

Таким образом, кристаллизация пород титаномагнетит-плагиоклазового состава является показателем завершения магматического этапа кристаллизации, с образованием флюидонасыщенной силикатной жидкости, ликвация которой приводила к обособлению сульфидного расплава и отложению сплошных руд за пределами магматической камеры. Примером могут служить линзы сплошных миллерит-халькопиритовых руд в экзоконтакте Чинейского массива (месторождения, Рудное, Сквозное, Контактное), жилы пирит-халькопиритового состава на Правоингамакитском месторождении, расположенном южнее контакта (0-4 км) Чинейского массива с вмещающими породами, прежде считавшемся аналогом Удокана. Проникновение гидротермальных растворов во вмещающие породы приводило к образованию гидротермальных руд на большем удалении от материнской камеры (Правоингамакитское, Сакинское и др.) вплоть до образования медистых песчаников в мелководных условиях палеопротерозойского Удоканского прогиба.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гонгальский Б.И. Синхронность тектонических движений и магматических внедрений при формировании расслоенных массивов чинейского комплекса (Северное Забайкалье) // Магматизм и рудообразование. Мат. конф. посвященной 125-летию со дня рождения акад. А.Н. Заварицкого. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2009. С. 31-34.
2. Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А., Аришкин А.А., Николаев Г.С. Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // Геохимия. 2008. № 7. С. 691-720.
3. Condi K.C. Mantle Plumes and Their Record in Earth History. Cambridge, University Press, 2001, 306 p.
4. Gongalskiy B.I., Krivolutskaya N.A. Magmatic, hydrothermal and sedimentary deposits of the Udokan-Chiney ore-magmatic system in the Northtransbaikalia, Siberia, Russia // Africa Uncovered: Mineral Resources for the Future. 2008. С. 326-329.
5. Kruger F.J. Filling the Bushveld Complex magma chamber: lateral expansion, roof and floor interaction, magmatic unconformities, and the formation of giant chromitite, PGE and T-V-magnetite deposits // Mineralium Deposita. 2005. V. 40. 451-472.
6. Tegner C., Cawthorn R.G., Kruger F.J. Cyclicity in the Main and Upper Zones of the Bushveld Complex, South Africa: Crystallization from a Zoned Magma Sheet // Journal of Petrology. 2006. V. 47. N. 11. P. 2257-2279.
7. Wilson A.N. The Great Dyke of Zimbabwe // Layered Intrusions (Ed. by R.G. Cawthorn) Amsterdam, Elsevier, 1996, P. 181-230.