# АКАДЕМИЯ НАУК СССР СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ труды института геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР выпуск 803

# USSR ACADEMY OF SCIENCES SIBERIAN BRANCH TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS ISSUE 803

# TRAPS OF SIBERIA AND DECCAN: similarities and differences

Editor-in-chief Memb.-corr. USSR Ac. of Sci. G. V. Polyakov



NOVOSIBIRSK "N A U K A" SIBERIAN BRANCH 1991

# ТРАППЫ СИБИРИ И ДЕКАНА: черты сходства и различия

Ответственный редактор член-корреспондент АН СССР Г.В. Поляков



НОВОСИБИРСК "НАУКА" СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1991 УДК 552.30(571.51)

Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. – 216 с. ISBN 5-02-029973-1.

Материалы монографического сборника подводят некоторые итоги сопоставительного изучения двух наиболее крупных трапповых формаций Мира — Сибирской в СССР и плате Декана в Индии. Рассмотрены в общих чертах распространение, вещественный состав и геохимические особености главных разновидностей пород и их взаимоотношений в стратиграфических разрезах лавовых толщ. Основное внимание при этом уделено аномальным породам обоих регионов пикритовым, низкокалиевым и субщелочным базальтам. Рассмотрены также вопросы формирования интрузивной фации траппов (на примере Сибирской провинции) и металлогенические аспекты траппового магматизма платформ, а также проблемы генезиса.

Сборник подготовлен по инициативе и при активном участии членов Индо-Советской рабочей группы в рамках темы "Сравнительное изучение траппов Сибири и Декана".

Книга представляет интерес для широкого круга читателей-геологов, петрологов, геохимиков, специалистов в области магматических процессов как в СССР, так и в Индии.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР Г.В. Поляков (отв. редактор), доктора геолого-минералогических наук В.В. Золотухин (зам. отв. редактора), А.И. Альмухамедов, Б.В. Олейников, Г.Д. Феоктистов

The materials of monographic parer collection summarize some results of comparative study of two most lagre trap formations of the world – Siberian in the USSR and Deccan – in India. The paper collection describes in general the occurrence, composition and geochemical peculiarities of the rocks and their relations in stratigraphic sections of lavas. The main attention is paid to the anomal rocks from the both regions – picritic, low-potassium and subalkalic basalts. The questions of the intrusive trap formation (by example of the Siberian platform), metallogenic aspects of the platformian trap magmatism and the genetic problems were studied.

The collection of papers was prepared on the initiative and participation of Indo-Soviet working group members on topic "Comparative study of traps of Siberia and Deccan".

It is of great interest to readers - geologists, petrologists, geochemists, specialists in the field of magmatic processes both in the USSR and India.

#### Editorial board:

memb.-corr. USSR Ac. of Sci. G.V. Polyakov (resp. ed.), Prof. V.V. Zolotukhin (vice-resp. ed.), Dr. A.I. Al'mukhamedov, Dr. B.V. Oleinikov, Dr. G.D. Feoktistov

#### Рецензенты

доктора геолого-минералогических наук Н.Н. Амшинский, В.А. Кутолин

#### Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики им 60-летия Союза ССР СО АН СССР

Т 1804020300-105 042(02)-91 І полугодие

© Издательство "Наука", 1991

ISBN 5-02-029973-1

### ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый вниманию геологов и петрологов монографический сборник "Траппы Сибири и Декана (черты сходства и различия)" является плодом труда небольшого коллектива энтузиастов - петрологов и геохимиков, объединившихся вокруг темы "Сравнительное изучение траппов Сибири и Декана" в рамках программы индо-советского научного сотрудничества между Академиями наук СССР и Индии на 1985-1990 гг. Авторы ЯВЛЯЮТСЯ В ОСНОВНОМ НАУЧНЫМИ СОТРУДНИКАМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИНСТИТУТОВ Сибирского отделения АН СССР (Институт геологии и геофизики, Новосибирск – доктор геолого-минералогических наук, профессор В.В. Золотухин, Н.А. Ткаченко; Якутский институт геологических наук, Якутск доктор геолого-минералогических наук Б.В. Олейников, О.В. Королева; Институт геохимии, Иркутск – доктор геолого-минералогических наук А.И. Альмухамедов; Институт земной коры, Иркутск - доктор геологоминералогических наук Г.Д. Феоктистов). В нем приняли участие и другие авторы: из ИГЕМ АН СССР, Москва - кандидат геолого-минералогических наук О.А. Дюжиков, а также из Сент Ксариерс Колледж, Бомбей, Индия профессор С.Ф. Сетна и доктор Б.С. Сетна и из университета в Сагаре, Индия – доктор П.О. Александер.

В соответствии с поставленной задачей материал обобщен в рамках трех разделов книги: І. Траппы Сибирской платформы; ІІ. Траппы Декана; III. Сравнительная геология и геохимия траппов. В первом разделе удалось представить наиболее полную картину по сибирским траппам на сегодняшний день и охватить обобщениями эффузивные (В.В. Золотухин, А.И. Альмухамедов) и интрузивные (Б.В. Олейников, М.Д. Томшин, Г.Д. Феоктистов) проявления траппов, а также металлогенический их аспект (О.А. Дюжиков). Второй раздел в этом отношении представлен менее полно. Это - сопоставление деканских базальтов из западного и восточного ареалов их распространения в Индии, проведенное С.Ф. Сетна, Б.С. Сетна, и анализ поведения меди в траппах - П.О. Александером. Большая часть индийских авторов обещанные статьи в сборник к назначенному сроку, к сожалению, не представила. В третьем разделе обсуждаются особенности геологии и петрохимии траппов (Г.Д. Феоктистов), главных породообразующих минералов траппов (В.В. Золотухин, А.И. Альмухамедов, Н.А. Ткаченко), состава и генезиса ассоциаций базитовых и щелочно-кислых магматитов (О.В. Королева). Завершается раздел (и книга в целом) анализом главных проблем траппового магматизма на примере Сибири и Декана (А.И. Альмухамедов, В.В. Золотухин), на основе как собранных собственных, так и литературных материалов.

Настоящая книга была бы невозможна без энергичной поддержки и помощи на разных этапах многих геологов, как с советской (академики А.Л. Яншин, В.С. Соболев, А.А. Трофимук, Л.В. Таусон; члены-корреспонденты СССР Н.В. Соболев, Г.В. Поляков), так и с индийской стороны (профессора К.В. Суббарао, С.Ф. Сетна; доктора М.Н. Сегал, М.Л. Деспанде,

5

С.С. Демшук, К. Гопалан, С.М. Нагви, П.О. Александер, Б. Баскар), которые помогли собрать, помимо литературного, собственный полевой и каменный материал по траппам Декана, легший в основу проводимых сравниваемых аналитических данных. Неоценима была помощь аналитических подразделений упомянутых выше геологических институтов СО АН СССР. Всем перечисленным лицам и коллективам авторы книги приносят глубокую благодарность. Редколлегия надеется, что приводимые обобщения и обширный новый фактический материал будут полезны широкому кругу геологов и петрологов в их научной и практической работе.

Редколлегия

# І. ТРАППЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

УДК 552.11; 552.31

### БАЗАЛЬТЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ

# В.В. Золотухин, А.И. Альмухамедов

Рассмотрены особенности проявления, вещественный состав и модели образования эффузивной фации траппов пермо-триасового возраста (250-200 млн лет), наиболее распространенных на территории Сибирской платформы. Преобладающее большинство эффузивных траппов относится к толеитам, обогащенным некогерентными элементами (Li, Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, La и др.) по сравнению с MORB, как это типично для других областей проявления внутриплитового вулканизма. Показано, что наблюдаемые вариации состава базальтов определяются дифференциацией в промежуточных магматических очагах родоначальных магм пикритового состава, формирующихся за счет частичного плавления относительно неистощенной мантии. Дифференцированные толеитовые серии отвечают ранним фракциям первичных магм, "недифференцированные" толеиты, имеющие более широкое площадное развитие, представляют собой поздние фракции тех же магм. Серии повышенной щелочности образуются при дополнительном "ощелачивании" толеитовой магмы глубинными флюидами, обогащенными некогерентными элементами.

Сибирская платформа представляет собой один из наиболее типичных регионов внутриплитового континентального магматизма, и здесь широко проявлены все его фации – интрузивная, эффузивная и эксплозивная. До недавнего времени исследователи традиционно большее внимание уделяли интрузивной фации, в первую очередь дифференцированным интрузиям. Это было обусловлено двумя причинами. С одной стороны, расслоенные трапповые массивы весьма благоприятны для изучения эволюции базальтовой магмы in situ [22, 38, 41, 44], с другой – с рядом из них генетически связаны известные сульфидные Сu-Ni месторождения [17, 43].

Настоящая статья посвящена главным образом эффузивной фации пермо-триасового возраста, поскольку траппы этой возрастной группы резко доминируют на территории Восточной Сибири. В основу статьи положены материалы как личных исследований авторов и их коллег, так и многочисленные литературные данные, чаще всего регионального характера, опубликованные в последние десятилетия. Соответствующие ссылки приведены в тексте. В связи со сложностью терминологии и отсутствием единой номенклатуры для базальтоидных ассоциаций используются два традиционных подхода. Вслед за Г.С. Йодером и К.Э. Тилли [27] толеитовыми называются породы с нормативным гиперстеном; для более дробного расчленения ассоциаций применяется диаграмма SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) в соответствии с рекомендациями Петрографического комитета Академии наук СССР [28].

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сибирская платформа представляет собой обширный регион (характеризуется в основном по [16]), состоящий из двух структурных этажей – интенсивно складчатого фундамента и полого залегающего на нем чехла. Кристаллический фундамент платформы (архей–нижний протерозой) сложен гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и мраморами,



Рис. І. Тектоническая схема Сибирской платформы (по [16]).

1-10 - структуры платформы: 1 - поднятия первого порядка (І - Анабаро-Оленёкское, ІІ - Алданское, ІІІ - Шарыжалгайское, ІV - Приенисейское); 2 - обнаженный фундамент в сводах поднятий; 3 - прогибы первого порядка (V - Ангарский, IX - Тунгусский, X - Вилюйский, VII - Нюйская, VIII - Березовская впадина); 4 - внутриплатформенные поднятия второго порядка (VI - Пеледуйское); 5 - краевые прогибы (XII - Приверхоянский); 6 - предгорные прогибы (XIV - Притаймырский, XV - Присаянский: а - Иркутская, 6 - Канская впадины); 7 - внутриплатформенные портибы второго порядка (XI - Ангаро-Вилюйский, XIII - Лено-Анабарский); 8 - краевые поднятия (XVI - Турухано-Норильское, XVII - Нижнеангарское, XVIII - Уринское, XIX - Анабаро-Оленёкское); 9 - границы основных структур платформы; 10 - область проявления глыбового тектогенеза; 11-16 - структурные обрамления платфомы (11 - Охотский вулканический пояс, 12 - Байкальская, 13 - Монголо-Охотская, 14 - Таймырская, 15 - Верхоянская складчатые системы, 16 - Западно-Сибирская плита); 17 - зоны региональных разломов (1 - Лено-Анабарская, 2 - Лено-Пясинская, 3 - Ангаро-Катангская, 4 - Вилюйско-Котуйская, 5 - Ангаро-Вилюйская, 6 - Становой разлом).

прорванными основными, ультраосновными и кислыми интрузивами. Он обнажается в пределах Алданской и Анабарской антеклиз, а также Оленекского и Шарыжалгайского поднятий (рис. 1). Осадочно-вулканогенный чехол представлен отложениями различной мощности, начиная от верхнего протерозоя. Значительную часть в разрезе составляют магматические породы основного и менее – щелочно-ультраосновного состава послесреднепротерозойского возраста. От сопредельных складчатых сооружений собственно платформа отделяется системой крупных региональных разломов, движения вдоль которых происходили неоднократно. Часто эти разломы имеют характер краевых швов.

В пределах платформы выделяется целый ряд структур первого порядка. В их числе такие крупные положительные структуры, как Анабаро-Оленекская и Алданская, Шарыжалгайское поднятие. К отрицательным структурам первого порядка относятся Тунгусская, Ангарская и Вилюйская синеклизы, Ангаро-Вилюйский и Лено-Анабарский внутриплатформенные прогибы, а также Притаймырский, Присаянский, Приверхоянский предгорные прогибы и ряд других [16].

Главнейшие системы разломов на Сибирской платформе приурочены к окраинам синеклиз, антеклиз и прогибов. Региональные сбросы в фундаменте и сопряженные с ними разломы в чехле группируются в протяженные (до полутора тысяч километров) зоны. К таким зонам разломов относятся Ангаро-Катангская, Ангаро-Вилюйская, Вилюйско-Котуйская, Лено-Анабарская, Лено-Пясинская и др. В Тунгусской синеклизе многочисленные ветвящиеся трещины бывают заполнены базальтовым материалом. Линейные трещины, через которые изливались лавы, в центре синеклизы перекрыты мощной толщей базальтов (рис. 2), рассеченной, в свою очередь, разломами и дайками траппов. Известны также кольцевые и конические трещины (иногда с радиальными ответвлениями), ограничивающие вулканотектонические кальдеры и поднятия. К подобным структурам приуроче-НЫ КОМПЛЕКСЫ КОЛЬЦЕВЫХ И КОНИЧЕСКИХ ИНТРУЗИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА основного и реже – щелочно-ультраосновного состава. Трубки взрыва (как базитовые, так и кимберлитовые) представляют собой особый тип платформенных структур. Они либо имеют линейное расположение, либо группируются в отдельных полях (см. рис. 2) и связаны с разломами глубокого заложения.

В геологической истории Сибирской платформы выделяются два мегахрона: ранний, архей-нижний протерозой и поздний, начинающийся с верхнего протерозоя. Предполагается, что на раннем этапе платформа представляла собой фрагмент литосферной плиты, сформировавшийся около 1700 млн лет назад. Последующие структурные перестройки в пределах раннего мегахрона, сопровождающиеся проявлениями магматизма, имели место на рубежах 1500, 1150–1100 и 950–900 млн лет [16].

Поздний мегахрон расчленяется на три этапа – верхнепротерозойский, венд-палеогеновый и постпалеогеновый. В конце верхнего протерозоя завершается формирование Байкальской складчатой системы, структуры которой причленяются к ранее сформировавшемуся кристаллическому блоку, и с этого времени на кристаллическом фундаменте формируется спокойно залегающий чехол вулканогенно-осадочных пород. В краевых частях платформы накапливаются молассы зенда, сменяющиеся во внутренних ее частях карбонатными и карбонатно-терригенными осадками, отлагающимися в течение венда, нижнего и среднего палеозоя и сменяющиеся терригенными осадками со среднего карбона до мела. Палеогеновые, как и неогеновые, континентальные отложения приурочены к окраинам платформы.

Магматизм от венда до палеогена представлен преимущественно основными и щелочно-ультраосновными породами, и его проявления связаны с периодами крупных структурных перестроек платформы. Часть из них отражает формирование прилегающих складчатых поясов, например палеозойского Верхоянского и мезозойского Таймырского; часть связана, вероятней всего, с заложением рифтоподобных структур [11]. С последними в поздней перми-раннем триасе коррелируются грандиозные излияния и внедрение базальтовой магмы, имевшие планетарный харак-



Рис. 2. Схема распространения траппов на Сибирской платформе (по [34]), с добавлениями). 1, 2 — границы Сибирской платформы (1) и Тунгусской синеклизы (2); 3-5 — область преобладающего развития базальтов (3), распространения туфогенных толщ (4) и развития интрузивных траппов (силлы, дайки) (5); 6 — границы развития интрузивных траппов; 7 — выходы кристаллического фундамента (1 — Анабарский цит, II — Алданский щит, III — Оленёкское поднятие, IV — Шарыжалгайский выступ); 8 — области развития платформенного чехла (PR<sub>2</sub>-MZ); 9 — местонахождение базальтовых трубок взрыва.

тер. Они в основном и формируют трапповую формацию Сибирской платформы. Соотношение фаций этого этапа магматической активности платформы иллюстрируют данные табл. 1.

Средний – поздний триас – это новый геотектонический этап с дальнейшими структурными перестройками. В юго-восточной части платформы и в прилегающих к ней участках палеозойской складчатости Монголо-Охотского пояса имел место глыбовый тектогенез, сопровождающийся излияниями кислых и щелочных магм, которые непосредственно уже не относятся к магматизму платформы. В рэт-лейасе к западу от Сибирской платформы происходило повсеместное погружение досреднемезозойских структур Западно-Сибирской плиты.

В неогене начался особый неотектонический этап, который продолжается и сейчас, и платформа как морфоструктура приобрела современный облик. Четвертичные отложения разных геологических типов на платформе распространены повсеместно. Возникновение впадин байкальского

10

Таблица 1

Количественные соотношения фаций пермо-триасового магматизма Сибирской платформы [16]

Фация магматизма	Площадь рас- пространения, км <sup>2</sup>	Мощность, км	Объем, км <sup>3</sup>	Средняя плотность пород, г/см <sup>3</sup>	Масса, т	% к об- щей массе
Интрузивная	1500·10 <sup>3</sup>	0—1,5, средняя 0,25	337,6·10 <sup>3</sup>	2,9	1090-1012	44,3
Эффузивная	337,5·10 <sup>3°</sup>	0—2,0, средняя 1,0	337,5·10 <sup>3</sup>	2,3	944·10 <sup>12</sup>	38,4
Эксплозивная (до 10–15 % примеси терригенного мате- риада)	675·10 <sup>3</sup>	0-0.7.	236·10 <sup>3</sup>	1.8	425·10 <sup>12</sup>	17.3
pilling)		средняя 0,35		-,-		2,30
Bcero	_	_	911,1·10 <sup>3</sup>	***	2459·10 <sup>12</sup>	100,0

типа, сопровождаемое излияниями щелочных базальтовых и трахибазальтовых лав, проявилось в прилегающих к платформе областях рифтогенеза, в то время как на остальной части платформы магматизм прекратился.

#### РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ И СТРАТИГРАФИЯ БАЗАЛЬТОВ

К настоящему времени появилось достаточно данных о существовании на Сибирской платформе нескольких разновозрастных проявлений траппового магматизма, а именно: протерозойского (сохранилась обычно интрузивная фация), среднепалеозойского (интрузивная, эффузивная и эксплозивная фации) и позднепалеозойско-раннемезозойского. Базальты среднепалеозойского возраста распространены в восточной части Сибирской платформы и приурочены к нескольким впадинам: Ыгыаттинской, Березово-Кемпендяйской и Нюйской в бассейне средних течений Вилюя и Лены (см. рис. 1). В Ыгыаттинской впадине оливиновые и плагиоклазовые базальты известны в составе аппаинской (D<sub>2</sub>) и кучугунурской (D<sub>3</sub>) свит. В Березовско-Кемпендяйской впадине относительно маломощные покровы оливин-плагиоклазовых базальтов имеются в андылахской и хайалахской свитах, а трахибазальтов – в наманинской свите.

Наиболее широко распространены траппы последней возрастной группы и именно они в первую очередь имеются в виду при характеристике широко известной сибирской трапповой формации [50]. Это типичная вулканоплутоническая ассоциация древних платформ, представленная главным образом базальтами и долеритами.

Базальты пермо-триасового возраста широко проявились в северной и центральной частях наиболее крупной отрицательной структуры региона – Тунгусской синеклизы (табл. 2), где они распространены на площади около 330 тыс. км<sup>2</sup> (см. рис. 2) и формируют вулканические толщи верхней части чехла платформы. Интенсивная дизъюнктивная тектоника, в том числе сеть протяженных магмоподводящих зон [42], объясняет большую насыщенность этой территории траппами и особенно эффузивной их фацией – базальтами. Максимальная мощность толщи наблюдается в северо-западной бортовой части синеклизы, где она достигает 3,5 тыс. м. К югу и юговостоку от Норильска мощность лавовой толщи заметно уменьшается и на широте р. Ниж. Тунгуски она выклинивается, фациально замещаясь туфо-

Таблица 2

Корреляция пермо-триасовых туфолавовых толщ пород Тунгусской синеклизы [43]

		Центр	Γ		Северс	- <del>0</del> 000000	[	Северс	) - 3Q1	пад		
овоблада- ций тип ород	оццность, М	Свита		วิสงนุมนั อออี	сть, м	0		Преобла- даюций тип по- род	<i>Мощность</i> , м	Свита	Возраст	Вулкани- ческие циклы
5.50	E			Dop	онт	mn8			500	Самоед– ская		ļ
	100 130	Ямбукан- ская		Прео	MOU	<u> </u>	$\bigvee$	19	250	Кумгин- ская	T2	Ē
	60-	Кочечум-			600	Меймечи- товая?		9 11	500	Харае- лахская		
301	350	<u>сжая</u>		, PI			$\bigvee$	5	300- 400	Мокула- ееская		
Ба	200- 400	Нидым- ская		U 9 U	1200- 1300	Делькан- ская		9	700	Морон – говская		Ī
		-		ø	600- 800	Коготок-		ø	300	Надеж- динская	τ	
				03	000	Спия	Υ/	ρ	200	Туклон– ская	'1	
	200- 400	Корвун- Чанская		9	300	Арыджан- гсная		Τμφы	20	Хакан- чанская		Ϊ
8	160- 200	Тутон- чанская			300-	Πραεοбο-		Jbmbi	180 180	Гудчихин- ская Сывер–		īī
T Y	100- 150	Дега– линская		Ø. Ы	500			База	150	минсния Ивакин- ская		<u></u>
	100-	Пелят-		r'y	50	Пеляткин-		<i>p</i> 61	25	Амбар– нинская	<sup>r</sup> 2	T
	200	линслия				CIUN		TY	<i>90</i>	Кайер- канская		-

генными породами. К бортовым частям синеклизы помимо туфов приурочены и породы интрузивной фации траппов (см. рис. 2).

Лавы изливались в основном через трещинные каналы, чаще, вероятно, через промежуточные камеры силлов, локализующихся в осадочном чехле. Например, в пермских осадках по данным бурения устанавливается до четырех и более горизонтов пластовых трапповых интрузивов мощностью от 100 до 400 м. Туфогенный материал извергался через трещины и трубки взрыва одноразового и многоразового действия. Объем извергнутого базальтового материала для северо-западной части синеклизы составляет 125 тыс. км<sup>3</sup> [56], а для всего региона с учетом туфов он превышает 550 тыс. км<sup>3</sup> (см. табл. 1).

Лавовая толща синеклизы, особенно в ее северной части, включает в себя многие десятки потоков и покровов, обычно имеющих массивную центральную зону, а также миндалекаменные и шлаковидные нижнюю и верхнюю зоны. Мощность потоков колеблется в пределах от первых метров до первых десятков метров, протяженность составляет десятки, а для некоторых, вероятно, и сотни километров [40]. Отдельность базальтов плитчатая, глыбовая, матрацевидная, столбчатая и шаровая, причем столбчатая отдельность более характерна для центральных частей потоков.

Суммарный интервал времени проявления пермо-триасового магматиз-

ма достаточно узок и оценивается в настоящее время величинами 250–200 млн лет [24]. Наиболее интенсивно магматическая, в том числе эффузивная, деятельность была выражена в период 235–220 млн лет [36].

Макроскопически базальты представляют собой афировые или порфировые породы с раскристаллизованной в различной степени основной массой с микродолеритовой, интерсертальной, витрофировой и микропойкилитовой структурами [52]. В зеленокаменных измененных базальтах основная масса хлоритизируется и карбонатизируется, плагиоклаз альбитизируется, карбонатизируется или хлоритизируется, а пироксен замещается амфиболом, хлоритом и биотитом.

Непосредственно в Тунгусской синеклизе, где базальты проявлены наиболее широко, по типам разрезов лавовой толщи (см. табл. 2) можно выделить три крупных региона [35]. Самый обширный из них располагается в центре Тунгусской синеклизы (Тунгусская и Центрально-Путоранская провинции), меньший по площади – на ее северо-западе (Норильско-Хараелахская и Хантайско-Рыбнинская провинции) и еще меньший – на северовостоке (Хетская и Маймеча-Котуйская провинции). Рассмотрим особенности стратиграфической последовательности лавовых толщ этих регионов, обобщенные в табл. 3.

В центральной части Тунгусской синеклизы в раннем триасе после формирования туфогенных толщ тутончанской и корвунчанской свит внедрялись пластовые интрузии, очевидно, по всей ее площади и особенно в ее обрамлении [16, 17, 20, 34, 49]. Выше туфов последовательно располагаются существенно лавовые нижне-среднетриасовые свиты: нидымская, кочечумская и ямбуканская. В их составе преобладают оливиновые и витрофировые толеитовые базальты и анамезиты, а также есть маломощные прослои туфов и туффитов [18]. Большая протяженность отдельных базальтовых покровов (надаянский, агитканский, ямбуканский и др.), развитых в центральной и восточной частях Тунгусской синеклизы, позволила использовать их как маркирующие горизонты для увязки стратиграфических разрезов эффузивной толщи нижнего триаса на обширной территории от истоков р. Котуй до р. Ниж. Тунгуски [40]. На основании геологических наблюдений проведена дополнительная корреляция маркирующих покровов (рис. 3). Установлено, что наиболее ранним является мощный надаянский покров, переходящий к югу в нидымский. Стратиграфически выше располагаются делочинский, ягталинский (кочечумский) и агитканский покровы. Наиболее молодой маркирующий горизонт – ямбуканский покров. Между отмеченными располагаются менее выдержанные по площади покровы и отдельные потоки, а также прослои туфов и туфогенных пород.

В северо-восточной части синеклизы в пределах Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации проявлены различные типы эффузивных пород – от кислых до ультраосновных. При этом преобладают бесполевошпатовые и плагиоклазовые щелочные базальтоиды, в то время как собственно базальты распространены меньше [21]. Туфолавовая толща представлена здесь (см. табл. 3) следующими свитами. Нижняя – арыджангская – свита перекрывает терригенные и вулканогенные осадки верхней перми (р. Котуй) и состоит из бесполевошпатовых щелочных базальтоидов и пикритовых порфиритов. Она фациально замещается туфогенной правобоярской свитой. Коготокская свита обнажается по рекам Котуй и Маймеча. В нижней ее части отмечаются в основном долерито-базальты (мощностью до 800 м); в верхней (400 м) – перемежаются долерито-базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и дациты. Дельканская свита (р. Маймеча) в нижней части (до 400 м) сложена щелочными базальтоида-

# Общая характеристика пермо-триасовых лавовых

Регионы	Свиты, сложен- ные преимущест- венно базальтами	Возраст	Коэффици- ент экспло- зивности, %	Районы максимально- го развития	Черты отличия от ба- зальтов других свит
1	2	3	4	5	6
	Ямбуканская	T <sub>2</sub>	30		Толеитовая серия базальтов повышен- ной основности
Центр Тун- гусской сине- клизы	Кочечумская	T <sub>2</sub>	20 -	Центральная и юго-западная части Тунгусской синекли- зы, бассейн Ниж. Тун- гуски	"Сухие" базальты с минимальным ко- личеством миндалин
	Нидымская	T <sub>1</sub>	40		Базальты, обога- щенные летучими компонентами (до 50 % дав с миндале- каменной текстурой)
	Меймечитовая	T <sub>2</sub>	6		Ультраосновной состав лав
	Дельканская	T <sub>1</sub>	• 5		Преобладают ще- лочные базальты
Северо-вос- ток Тунгусской синеклизы	Коготокская	T <sub>1</sub>		Бассейны рек Ко- туй и Маймеча	Преобладают то- леитовые базальты, чередующиеся с ще- лочными базальтами
	Арыджангская	T,	50		Преобладают ще- лочные базальты
	Самоедская	T <sub>2</sub>	12		
	Кумгинская	T <sub>2</sub>	8 -		
Северо-за- пад Сибирской платформы	Хараелахская	T <sub>2</sub>	6	Северо-западная и северная бортовые части Тунгусской си- неклизы, плато Путо- рана	Толеитовая слабо- дифференцированная серия базальтов

#### свит различных регионов Сибирской платформы

Разновидности пород	д Свиты-аналоги в со- Сопутствующие интрузии			
	предельных районах	Недифференцирован- ные	дифференцированные	ные источ- ники
7	8	9	10	11
Троктолитовые ба- зальты, оливиновые ана- мезиты и анамезиты, оливиновые базальты и базальты	Кумгинская	Дайки толеито- вых долеритов	. –	[18]
Базальты и оливино- вые базальты с ортопиро- ксеном, троктолитовые базальты, оливиновые анамезиты и анамезиты, оливиновые базальты	Хараелахская Неракарская Меймечитовая	Дайки и силлы толеитовых долери- тов	Силлы, дифферен- цированные от трок- толитовых до субще- лочных долеритов	[20, 37, 40]
Троктолитовые ба- зальты, оливиновые ана- мезиты и анамезиты, оливиновые базальты и базальты, оливиновые витробазальты и витро- базальты	Мокулаевская Хоннемакит- ская Дельканская Юряхская Двурогинская	Дайки и силлы долеритов и субще- лочных долеритов	-	[35]
Меймечиты, пикри- товые порфириты	Хараелахская Неракарская Кочечумская	Дайки пикрито- вых порфиритов и меймечитов	-	[14, 53]
Пикритовые порфи- риты, нефелиниты и ав- гититы; трахибазальты, андезито-базальты и ап- дезиты, лимбургиты, ба- заниты, тефриты	Мокулаевская Хоннемакит- ская Нидымская		-	[21, 53]
Оливиновые нефелиниты, авги- ниты, нефелиниты, авги- титы, андезиты, дациты, трахиты, трахибазальты и трахиандезито-базаль- ты, плагиобазальты	Моронговская Аянская Двурогинская Корвунчан- ская	Мелкие дайко- вые тела целочных базальтов и целоч- ных ультраоснов- ных пород		[13, 59]
Меланократовые не- фелиниты, лимбургиты, пикритовые порфириты, оливиновые мелилити- ты, мелилитовые нефе- линиты	Правобояр- ская		_	
Афировые и порфи- ровые толеитовые ба- зальты				
Порфировые толеито- вые базальты и анамези- ты	Ямбуканская			
Афировые и порфи- ровые толеитовые ба- зальты	Меймечитовая Неракарская Кочечумская	Преимуществен- но дайки толеито- вых и субщелоч- ных долеритов	Силлы, реже дай- ки от троктолитовых и оливиновых доле- ритов до кварцевых долеритов и грано- диоритов	[51, 54]

1	2	3	4	5	6
Северо-за- пад Сибирской платформы	Мокулаевская	T,	3	Северо-западная и северная бортовые части Тунгусской си- неклизы, плато Путо-	Толеитовая слабо- дифференцированная серия базальтов
	Моронговская	T,	4—22	рана	
	Надеждинская	T <sub>1</sub>	10-45		
	Туклонская	T <sub>1</sub>	1—14		
	Гудчихинская	P2	2-4	Норильское и Ха- раелахское плато, се- веро-западный борт	Толеитовая диф- ференцированная се- рия базальтов
	Сыверминская	P2	1-2	Тунгусской синекли- зы	
	Ивакинская	P <sub>2</sub>	13-22		Субщелочная се- рия базальтов



Рис. 3. Геологический разрез от р. Ниж. Тунгуски до истоков р. Котуй (по [40]). 1 — маркирующие покровы: Я — ямбуканский, А\_— агитканский, К — кочечумский, Яг — ягталийский, Д — делочинский, Нд — нидымский, Н — надаянский; 2 — граница пермских осадочных отложений; 3 — местоположение опорных разрезов.

7	8	9	10	11
Порфировые толеито- вые базальты, реже тра- хибазальты	Дельканская Хоннамакит- ская Нидымская	Преимуществен- но дайки толеито- вых и субщелоч- ных долеритов	Силлы, реже дай- ки от троктолитовых и оливиновых доле- ритов до кварцевых	[51, 54]
Порфировые и афиро- вые толеитовые базальты	Аянская Юряхская Двурогинская Корвунчанская (туфы, редко базальты) Коготокская		долеритов и грано- диоритов	
Афировые и порфи- ровые толеитовые ба- зальты	Тутончанская (туфы)	Дайки, реже силлы толеитовых долеритов	Преимуществен- но расслоенные сил- лы:	
Зеленокаменно из- мененные толеитовые базальты	Правобояр- ская		<ol> <li>От оливиновых до кварцевых доле- ритов</li> </ol>	[17, 19, 43, 56, 57]
Пикритовые, трокто- литовые и нормальные толеитовые базальты	Зверинская		2. От долеритов до кварцевых доле- ритов	
Порфировые толеито- вые базальты	-		3. От пикритовых габбро-долеритов до габбро-диоритов	
Двуполевошпатовые и лабрадоровые базаль- ты, трахибазальты и тра- хиандезито-базальты	Сырадасайская	Небольшие сил- лы и дайки субще- лочных долеритов и трахидалеритов	_	

ми – базаниты, тефриты, нефелиниты, лимбургиты, авгититы; в верхней (до 900 м) – состоит из трахибазальтов, трахиандезитов, трахилипаритов, пикритовых порфиритов, нефелинитов и лимбургитов.

Завершает разрез предположительно эффузивная [21] меймечитовая толща одноименной свиты, сложенная ультраосновными субэффузивными породами – меймечитами. Комагматичные им породы интрузивной фации представлены здесь сложным ультраосновным Гулинским плутоном и рядом более мелких щелочных ультраосновных интрузивов. Известен также дайковый комплекс щелочных базальтоидов [53].

В северо-западной части Тунгусской синеклизы, изученной наиболее детально, в составе пяти тектономагматических фаз (или циклов) с учетом эксплозивной фации выделяется 13 свит [43]. Верхнепермский этап магматизма представлен двумя фазами, триасовый – тремя. Возрастные взаимоотношения лавовых свит и их корреляция с другими разрезами, а также распространенность наиболее широко проявленных базальтов показаны в табл. 3 и на рис. 4.

Как и в центральной части Тунгусской синеклизы, в рассматриваемом регионе существенно преобладают толеитовые базальты с различным соотношением вкрапленников главных породообразующих минералов. Помимо толеитовых здесь, главным образом в пределах ивакинской свиты, распространены субщелочные базальты и трахибазальты. Характерной особенностью эффузивной толщи северо-запада синеклизы является



Рис. 4. Распространение пород трапповой формации в северо-западной части Сибирской платформы (по [51]).

 субщелочные базальты (А – ергалахская, Б – юряхская свиты); 2 – толеитовые базальты (сыверминская, поганчинская, хаканчанская, надеждинская свиты); 3 – интрузивные траппы; 4 – тектонические нарушения.

также относительно широкое развитие пикритовых базальтов и анкарамитов. Так, в верхних частях разреза гудчихинской свиты располагается покров пикритов, достигающий мощности 100–115 м. К югу этот покров выклинивается. Пикритовые базальты в виде потоков небольшой мощности или шлировых выделений среди толеитовых базальтов известны также в составе туклонской и моронговской (аянской) свит. Анкарамиты наиболее широко проявлены в разрезе моронговской свиты.

#### вещественный состав базальтов сибирской платформы

При резком преобладании толеитов на территории Сибирской платформы отмечаются базальты различной щелочности – от высокощелочных до низкокалиевых [23]. Как уже отмечалось, меньшие вариации петрографических типов базальтов характерны для центральной части синеклизы. Здесь развиты преимущественно толеитовые базальты "нормальной" магнезиальности. На северо-западе синеклизы распространены главным образом толеитовые и субщелочные базальты, однако в этом регионе, особенно в Норильско-Хараелахской провинции, отмечаются и высокомагнезиальные, вплоть до пикритовых, толеиты. Максимальные вариации по щелочности характерны для северо-восточной части синеклизы, где наряду с толеитовыми отмечаются и высокощелочные базальты, а также средние и кислые эффузивы с модальным кварцем.

Толеитовые базальты содержат вкрапленники основного плагиоклаза и клинопироксена, реже ортопироксена и оливина. Значительное развитие оливин имеет лишь в пикритовых, троктолитовых и оливиновых разностях базальтов. В щелочных базальтах и базальтоидах отмечаются модальные нефелин, мелилит и другие фельдшпатоиды. Рудные минералы представлены обычно титаномагнетитом, ильменитом и сульфидами; в пикритовых базальтах дополнительно появляются хромшпинелиды.

Химический состав фемических породообразующих минералов из преобладающих толеитовых и субщелочных базальтов иллюстрируют данные табл. 4, в которой приведены выборочные частные и некоторые средние составы. Взаимоотношения равновесных орто- и клинопироксенов показаны на рис. 5. Отметим два важных обстоятельства. Во-первых, для базальтов Сибирской платформы выявляются достаточно широкие колебания составов оливинов и максимальные содержания в них фаялитового минала достигают 60 % и более. При этом, как и в других базальтовых ассоциациях, относительно магнезиальные оливины характерны для более Рис. 5. Состав пироксенов из эффузивных и интрузивных траппов пермо-триасового возраста. 1 — сосуществующие орто- и клинопироксены из пикритовых базальтов [48]; 2 — клинопироксены из толеитовых и субщелочных базальтов. Поля составов: I — клинопироксены и II — ортопироксены магнезиальных интрузивных траппов [47], III — клинопироксены базальтов севе-

ро-запада Сибирской платформы.

магнезиальных пород, а имеющиеся данные по зональным вкрапленникам показывают прямую зональность. Во-вторых, ортопироксены ассоциируют с магнезиальными клинопироксенами, вариации состава которых оп-



ределяются в первую очередь соотношением магнезиального и железистого миналов. Указанные особенности свидетельствуют, очевидно, о широком проявлении процессов кристаллизационной дифференциации, по крайней мере толеитовой магмы, на заключительных этапах ее эволюции. К этому вопросу мы дополнительно вернемся несколько ниже.

Средние составы различных типов пермо-триасовых вулканитов Тунгусской синеклизы приведены в табл. 5. Они отражают вариации химизма эффузивов региона в целом и свидетельствуют о наличии здесь весьма широкого спектра пород. Так, даже по средним величинам содержание SiO<sub>2</sub> колеблется с учетом бесполевошпатовых базальтоидов в пределах 38,83-66,04 мас. %, суммарного количества щелочей – в пределах 0,84-12,70 %, MgO – 0,62-20,69 %. Существенны вариации и других петрогенных компонентов. Именно поэтому в соответствии с нормативными составами среди базальтов и сосуществующих с ними пород отмечаются как пересыщенные кварц-нормативные, так и недосыщенные нефелин-нормативные.

На ряде петрохимических диаграмм наблюдается разделение ассоциаций вулканитов по содержанию щелочей. Достаточно четко это устанавливается, например, на диаграмме  $SiO_2$ - $(Na_2O+K_2O)$  (рис. 6), на которую нанесены составы эффузивов из всех сопоставляемых районов Сибирской платформы с разнотипными разрезами лавовой толщи. Для пород Маймеча-Котуйской провинции характерна наиболее протяженная и наиболее щелочная эволюционная ветвь – от щелочных пикритов до субщелочных трахитов и риолитов. При этом между основными и кислыми породами наблюдаются бимодальные взаимоотношения. Меньший по контрастности составов и одномодальный ряд устанавливается для северо-западной части Сибирской платформы и еще менее выраженный, практически совпадающий с полем максимального развития толеитов северо-запада – для центральной ее части [18].

Вместе с тем вся совокупность данных показывает, что вариации составов вулканитов Тунгусской синеклизы согласуются с известными эволюционными трендами для основных пород. Так, даже для умеренно диференцированной туфолавовой толщи северо-запада Сибирской платформы средние составы базальтовых свит (табл. 6) достаточно однозначно приурочиваются (рис. 7) к двум наиболее типичным трендам – толеитовому и щелочному (по Дж. Макдональду и Т. Кацуре [72]). Необходимо, однако, отметить, что взаимоотношения различных типов базальтов во времени, или, иначе говоря, динамика вещественной эволюции пермотриасового вулканизма, подчиняются вполне определенным закономерностям. Например, в рассматриваемом разрезе достаточно четко устанав-

#### Химический состав темноцветных породообразующих

Оксил				Клинопир	оксены				
околд	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	37,75  0,08 0,29 18,26 42,42 0,28 -	39,35  0,05 0,37 20,62 40,06 0,24 -	38,52  0,05 0,32 19,69 40,47 0,26 -	37,91  0,05  20,15 39,74 	32,42  0,07 0,45 33,57 29,93 0,38 -	33,57 0,13 1,01 - 1,05 49,08 15,98 0,77 -	37,88  0,057  23,53 36,72 0,35 	51,10 0,66 2,50 1,01 0,35 6,30 17,79 19,86 0,14	45,45 0,64 2,60 - 0,27 13,18 14,77 17,29 0,23
			Φ	ормульны	еколичест	ва			
Элемент			Ha 4 a	тома кисл	орода			На 6 ат кисло	омов рода
Si Ti Al Cr Fe Mn Mg Ca Na Wo En(Fo) Fs(Fa)	0,954  0,001 0,386 0,006 1,690 0,007  81,4 18,6	1,008  0,001 0,440 0,007 1,528 0,006  77,6 22,4	0,998  0,001 0,427 0,006 1,562 0,008  78,5 21,5	0,998  0,001 0,444  1,559   77,8 22,2	0,937  0,002 0,811 0,011 1,289 0,012  61,4 38,6	0,990 0,003 0,035  1,210 0,026 0,702 0,24  36,7 63,3	1,006  0,001 0,523  1,454 0,010  73,5 26,5	1,889 0,018 0,109 0,030 0,195 0,011 0,981 0,786 0,010 40,1 49,9 10,0	1,896 0,018 0,118 - 0,423 0,009 0,844 0,710 0,017 35,9 42,7 21,4

Примечание. Оливины: 1, 2 — крупный зональный кристалл (центр — 1, край — 2) из пикритового базальта, гудчихинская свита, Норильский район, обр. 491-25Б [48]; 3 — мелкий кристалл из того же базальта; 4 — крупный кристалл из пикритового базальта, гудчихинская свита, р. Икон, обр. ИК-54; 5 - мелкий кристалл из основной массы порфирового базальта, аянская (моронговская) свита, район оз. Бокового, обр. БК-73; 6 — крупный кристалл из титанавгитового базальта, гудчихинская свита, р. Икон, обр. ИК-33; 7 — кристалл из основной массы афанитового базальта, аянская свита, район оз. Бокового, обр. БК-96.

Клинопироксены: 8 — фенокристалл из пикритового базальта, гудчихинская свита, Норильский район, обр. 491-25Б [46]; 9 — фенокристалл из афирового базальта, моронговская свита, Норильский район [46]; 10, 11 — фенокристаллы из порфировых базальтов, аянская свита, район оз. Бокового; 12 — фенокристалл из титан-авгитового базальта, гудчихинская свита, р. Икон; 13 — то же, ивакинская свита, Норильский район [46]; 14, 15 — мелкие кристаллы из афанитовых базальтов, аянская свита, район оз. Бокового; 16—18 — средние составы клинопироксенов из базальтов нидымской (16), кочечумской (17) и ямбуканской (18) свит, Тунгусская провинция [45].

Ортопироксены: 19 — фенокристалл из пикритового базальта, гудчихинская свита, Норильский район [46]; 20 — то же, р. Икон, обр. ИК—54.

Средние составы (колонки 16—18) приводятся по данным химических анализов, остальные по данным рентгеноспектрального анализа, микрозонд JXA-5A, аналитик О.С. Хмельникова, Институт геологии и геофизики СО АН СССР.

#### минералов из базальтов Сибирской платформы, мас. %

	Кı	инопирок	сены						Ортопир	оксены
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
50,98 0,66 1,59 - 9,30 16,12 17,71 -	49,72 0,89 2,19 0,02 0,35 16,49 13,34 14,96 0,22	50,19 2,01 2,04  10,98 11,75 21,58 -	48,18 1,14 2,45 - 0,32 13,92 12,36 19,49 0,36	53,56 0,66 0,82 0,62 0,23 8,89 15,46 18,17 0,20	50,05 1,03 3,20 0,12 0,23 11,85 13,23 18,94 0,26	50,41 0,96 5,50  0,26 9,80 13,31 16,92 0,72	50,55 0,92 5,45  0,24 9,56 13,50 17,17 0,70	50,86 0,92 4,56  0,24 9,51 13,97 17,91 0,54	53,40 0,64 1,10 0,18 0,32 14,24 26,74 4,13 -	52,88 0,41 1,09 0,33 0,28 14,56 24,60 4,22 0,07
		I		Формуль	ные коли	чества		I		
		_		На 6 ато	мов кисло	рода				
1,924 0,019 0,072  0,298  0,921 0,727  37,4 47,3 15,3	1,926 0,026 0,100 0,001 0,534 0,012 0,771 0,621 0,017 32,2 40,0 27,8	1,920 0,058 0,090 0,018 0,352  0,671 0,885  46,4 35,2 18,4	1,877 0,033 0,112  0,454 0,011 0,718 0,814 0,028 41,0 36,1 22,9	2,001 0,018 0,036 0,018 0,278 0,007 0,861 0,727 0,014 39,0 46,1 14,9	1,903 0,029 0,144 0,004 0,377 0,007 0,750 0,771 0,019 40,6 39,5 19,9	1,900 0,025 0,200  0,330 0,010 0,730 0,680 0,050 39,0 42,1 18,9	1,900 0,040 0,240  0,320 0,010 0,750 0,690 0,050 39,2 42,6 18,2	1,900 0,027 0,190  0,320 0,010 0,780 0,720 0,040 39,5 42,9 17,6	1,926 0,017 0,048 0,005 0,429 0,009 1,436 0,160 	1,954 0,011 0,047 0,010 0,450 0,009 1,355 0,167 0,005 8,6 68,6 22,8

ливается ритмичность в изменении содержания большинства петрогенных элементов. В первую очередь она выражается в большей относительной кремнекислотности и щелочности пород на начальных этапах каждого магматического цикла. Действительно (см. табл. 6), максимальной щелочностью характеризуются базальты ивакинской свиты в пределах второго (пермского) цикла и надеждинской свиты в составе четвертого (триасового) цикла. Одновременно наблюдается генеральная тенденция уменьшения щелочности пород во времени, в связи с чем наименее щелочные (низкокалиевые) базальты широко развиты только в свитах, завершающих магматическую активность региона. В этом же направлении, т.е. к конечным стадиям процесса, уменьшается контрастность химизма вулканитов.

Все это применительно к траппам Сибирской платформы позволяет предполагать определенную взаимосвязь эволюционных рядов различной щелочности. Причем выделяемые ряды подчиняются, очевидно, одним и

				_							
Компо-			To	леитовы	е базальт	ы			Субщел	очные и щел базальты	очные
ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO	44,02 1,25 8,58  12,33* 0,16 16,11 7,29	44,97 0,82 12,74 4,16 6,80 0,17 14,07 9,76	46,35 2,16 10,61 7,66 6,50 0,19 10,18 10,09	48,63 1,16 15,26 4,68 7,37 0,18 7,43 10,86	49,36 1,84 15,00 4,32 6,76 0,16 6,26 9,51	47,50 1,60 15,10 4,46 8,38 0,21 6,71 10,50	47,87 1,71 14,20 2,89 10,08 0,25 7,96 11,16	45,82 1,10 15,66 6,90 7,19 0,16 6,59 11,71	40,75 2,61 4,66 7,22 6,09 0,18 19,47 10,85	38,86 1,41 6,79 4,43 8,37 0,24 20,69 13,86	41,83 3,79 12,39 6,80 6,78 0,36 7,56 11,97
Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> П.п.п.	0,82 0,22 0,09 8,49	0,41 0,09 4,60	0,55 0,26 3,64	0,45 0,15 1,82	2,80 0,84 0,24 2,72	2,07 0,24 0,16 2,20	2,33 0,41 0,15 1,07	0,24 0,20 2,83	0,36 1,38 0,63 4,40	0,56 1,40 0,06 2,06	0,64 0,35 3,96
К.ф. n	43,3 7	43,8 12	58,2 17	61,8 68	63,9 67	65,7 10	61,9 7	68,1 6	40,6 3	38,2 2	64,2 3
]					Норма	тивные с	оставы				
Ap Ilm Mt He Or Ne	0,2 2,4 2,8 	0,3 1,5 6,0  2,2 	0,7 4,1 11,1  2,8 	0,3 2,3 6,7  2,2 	0,3 3,5 6,2  5,0 	0,3 3,0 6,5  1,1	0,3 3,2 4,2  2,2 	0,3 2,1 10,0  1,1 	1,3 5,0 10,4  8,3 	2,7 6,5 Cs 10,8 Lc 6,5 2,6	0,7 7,3 10,0  3,3 10,0
Pl Ab An	25,2 21 79	38,4 26 74	34,7 44 56	48,5 35 65	49,5 48 52	48,7 36 64	46,7 43 57	49,7 32 68	10,0 31 69	12,0 0 100	30,3 43 57
Di Wo Fs En	12,5 52 14 34	15,2 50 7 43	22,7 50 3 47	17,2 50 13 37	16,3 50 12 38	16,0 50 15 35	22,3 50 17 33	18,8 50 11 39	33,8 50 1 49	17,1 50 6 44	31,8 50 2 48
Hy Fs En	37,3 28 72	22,9 15 85	17,0 7 93	18,2 25 75	13,7 22 78	18,3 30 70	12,7 35 65	13,4 22 78	4,3 2 98		
Ol Fa Fo	9,1 31 69	10,8 15 85	-	-			7,4 35 65		20,7 2 98	37,7 13 87	3,7 4 96
Q	-	-	3,2	2,6	2,3	2,8		2,0	· _	-	-

#### Химический (мас. %) и нормативный (CIPW) составы наибо

Примечание. Звездочкой отмечено суммарное железо в виде FeO; при расчете норм соотношение FeO/FeO\* принято равным 0,857 [7].

1 — пикритовые базальты, гудчихинская свита, Норильский район; 2 — пикритовые базальты, туклонская свита, там же; 3 — анкарамитовые базальты, моронговская свита, там же; 4 — толеитовые базальты, та же свита; 5 — толеитовые базальты, гудчихинская свита, там же; 6 — низкокалиевые толеиты центральной части Тунгусской синеклизы, р. Тембенчи; 7 — оливиновые базальты краевой части Тунгусской синеклизы, р. Учами; 8 — оливиновые базальты, коготокская свита, Маймеча-Котуйская провинция; 9 — пикритовые порфириты, там же; 10 — мелилитовые базальты, арыджанская свита, там же; 11 — лимбургиты той же свиты; 12 — меланократовые базальты, ивальты той же свиты; 13 — трахибазальты, ивакинская свита, Норильский

#### лее типичных эффузивных пород Сибирской платформы

Субц	целочные базал	и щелоч њты	ные	Ilpo	омежуто	чные и к	ислые по	роды	Средн	ние соста	вы
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
38,83 1,95 12,43 8,44 5,47 0,20 9,43 13,84 2,45 1,40 0,74	44,79 3,52 14,10 5,87 9,20 0,22 4,11 7,48 3,11 2,29 1,36	47,19 2,33 15,08 4,81 8,53 0,21 4,20 7,14 3,46 1,54 0,66	45,71 3,97 12,72 5,93 7,21 0,23 6,90 6,96 2,64 2,31 0,84	61,60 0,97 15,70 3,26 1,77 0,10 1,42 1,89 1,40 11,34 0,24	53,98 2,36 13,81 7,50 4,59 0,20 3,61 6,75 3,18 1,84 0,50	59,59 1,13 16,67 5,29 2,87 0,16 2,06 3,35 3,56 3,85 0,53	57,18 1,31 16,09 3,32 3,65 0,14 2,04 3,88 4,59 5,03 0,81	66,04 0,69 13,96 3,12 1,82 0,11 0,62 0,96 2,29 9,92 0,06	48,24 1,32 14,71 - 11,29* 0,19 7,17 10,79 2,34 0,56 0,17	49,42 1,51 15,66 3,66 9,58 	48,25 1,18 15,47 4,84 7,64 0,18 6,90 10,78 2,20 0,42 0,15
5,04	3,46	4,11	3,65	-	1,46	1,43	2,16	0,32	2,92		· -
59,6 10	78,6 48	76,0 19	65,0 7	78,0 5	77,0 2	79,8 4	77,3 4	88,8 8	61,2 444	67,7 176	64,4 845
				Но	рмативн	ње соста	вы				
1,7 3,6 12,3 Lc 4,8 2,2 11,4	3,4 6,7 8,6  13,4 	1,7 4,4 6,9  8,9 	2,0 7,6 8,6  13,4 	0,3 1,8 3,2 1,1 66,8 —	1,3 4,1 10,9  10,5 	1,3 2,1 6,5 0,8 22,3 1,9	2,0 2,4 4,9  29,5 	 1,4 3,2 Ac 2,3 58,4 -			
18,6 100	44,0 60 40	50,5 58 42	38,6 58 42	15,2 80 20	45,1 61 39	43,2 69 31	47,4 82 18	16,8 100			
35,5 50 1 49	9,0 50 16 34	8,0 50 20 30	10,7 50 4 46	4,3 50 50 50	9,7 50 9 41		4,7 50 12 38	3,8 50 9 41			
	8,4 33 67	14,5 37 63	14,2 9 91	1,5  100	6,9 19 81	5,1  100	4,5 19 81	0,1 			
3,6 1 99	2,9 33 67	-	-		· 						
-	-	_	0,4	5,4	11,5	15,8	2,6	13,4			

район; 14 — титан-авгитовые базальты той же свиты; 15 — трахибазальты, дельканская свита, Маймеча-Котуйская провинция; 16 — трахиты и щелочные трахиты той же свиты; 17 — андезитобазальты, хараелахская свита, Норильский район; 18 — андезиты, дельканская свита, Маймеча-Котуйская провинция; 19 — трахиандезиты той же свиты; 20 — трахилипариты той же свиты; 21 — средневзвещенное по мощности лавовых свит Норильского района; 22 — толеитовые базальты Тунгусской синеклизы в целом; 23 — средний состав траппов Сибирской платформы.

Составы цитируются по: 1 — А.И. Альмухамедову [2]; 2-5, 13, 14, 17 — В.А. Федоренко [56]; 6, 7 — Ю.М. Дмитриеву [18]; 8, 10-12, 18-20 — М.К. Шихориной [58]; 9, 16 — К.А. Жук-Почекутову и др. [21]; 15 — Л.Н. Леонтьеву и др. [33]; 21 — А.И. Альмухамедову и др. [5]; 22 — В.П. Ледневой, Е.Е. Порошину [32]; 23 — по В.А. Кутолину [31].



Рис. 6. Диаграмма SiO<sub>2</sub>—(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) для пермо-триасовых эффузивных траппов и сопутствующих вулканитов Сибирской платформы.

 северо-запад и центр Сибирской платформы [5, 18]; 2 — Маймеча-Котуйская провинция [21]. Поля составов даны по [28].

тем же законам кристаллизационной дифференциации (или фракционного плавления для условий мантии), в соответствии с которыми железистые породы обогащены титаном, фосфором и щелочами по сравнению с относительно магнезиальными.

Рассмотрим теперь данные по геохимии редких элементов в базальтах пермо-триасового возраста, отметив, что геохимическая изученность сибирских траппов значительно уступает их петрохимической изученности.

К настоящему времени наиболее полная информация получена также для северо-запада Сибирской платформы, где скважинами глубокого бурения вскрыта большая часть разреза туфолавовой толщи, мощность которой составляет здесь, как уже отмечалось, более 3,5 км [56]. В табл. 7 приведены средние содержания ряда редких и рассеянных элементов в лавовых свитах и средневзвешенные их содержания для изученной части разреза. Полученные результаты, как и данные по валовому составу базальтов разреза (см. табл. 6), показывают, что траппы Сибири геохимически неоднородны. Хотя детально изучены только два магматических цикла, представленных преимущественно лавами – II (пермский) и IV (триасовый), отчетливо устанавливается закономерное распределение большинства редких элементов при направленном характере изменения их содержаний в соответствии с антидромной тенденцией изменения состава базальтов в пределах каждого цикла. Наиболее четко это выражается для пермского

Таблица б

Химический состав (мас. %) лавовых свит северо-запада Сибирской платформы [5]

Параметр	Самоедская (sm)	Кумгинская (km)	Хараелахская (hr)	Мокулаєвская (mk)	Моронговская (тг)	Надеждин- ская** (nd)	Гудчихинская (gd)	Сыверминская (sw)	Ивакинская (iw)
Магматический цикл	v	v	v	IV	IV	IV	II	Ш	11
Бозраст	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>1</sub>	T <sub>1</sub>	T <sub>1</sub>	P 2	P2	P <sub>2</sub>
Мощность, м	380	180	490	590	420	590	170	90	90
Количество проб	18	9	46	102	60	88	54	44	28
SiO <sub>2</sub>	47,75	47,58	47,84	47,32	47,77	49,91	46,35	50,46	51,24
TiO2	1,57	1,52	1,40	1,22	1,15	0,99	1,43	1,70	2,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,97	15,78	15,30	14,71	14,77	14,73	11,59	14,66	13,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,75	4,78	4,52	-	_	_	-	-	-
FeO	8,02	7,77	8,20	11,37*	11,20*	9,73*	10,95*	10,31*	12,01*
MnO	0,20	0,20	0,20	0,19	0,19	0,15	0,16	0,15	0,19
MgO	7,26	6,56	7,20	7,15	7,31	6,67	11,26	6,25	3,73
CaO	10,46	10,41	10,50	10,77	10,60	9,99	8,61	7,84	6,89
Na <sub>2</sub> O	2,33	2,46	2,28	2,20	2,25	2,50	1,64	3,01	3,29
K <sub>2</sub> O	0,38	0,40	0,38	0,34	0,40	0,93	0,41	1,24	2,14
P205	0,18	0,20	0,16	0,14	0,13	0,14	0,13	0,22	0,66
П.п.п.	1,99	1,92	1,82	3,33	3,05	3,23	6,50	3,20	2,52

Примечание. Звездочкой отмечено суммарное содержание железа в виде FeO. К надеждинской свите отнесены также базальты выделяемой некоторыми авторами [55] туклонский свиты (III магматический цикл, Т<sub>1</sub>). Положение свит в разрезе лавовой толщи дано сверху вниз.

N° п/п	Свита	Преобладающий тип базальтов	FeO <sub>общ</sub> Fe <sub>общ</sub> +MgO	$\frac{K_2O}{K_2O+Na_2O}$	Li
1 2 3 4	Хараелахская Мокулаевская Моронговская Надеждинская	Низкокалиевые ≫ "Нормальные" и	0,630 0,614 0,605 0,593	0,143 0,134 0,151 0,271	6(3) 5(23) 6(14) 10(17)
5	Гудчихинская	субщелочные Пикритовые и Нормальные"	0,493	0,200	13(33)
6 7 8	Сыверминская Ивакинская Средневзвешенное по мощности наблю-	"Нормальные" Субщелочные —	0,623 0,763 0,612	0,292 0,394 0,193	12(31) 9(28) 7,5(149)
9	даемого разреза N–MORB, хребе <del>т</del> Рейкъянес, 58° с.ш. [11]	Низкокалиевые	0,597	0,034	4,8(59)

Содержание редких элементов (мкг/г) в базальто

№ п/п	Свита	Cu	Zn	Rb	Sr	Y
1 2 3 4 5 6 7 8	Хараелахская Мокулаевская Моронговская Надеждинская Гудчихинская Сыверминская Ивакинская Сраневзвешенное по	150(4) 150(30) 180(16) 86(23) 170(33) 78(34) 54(29) 130(169)	130(4) 100(30) 93(16) 88(23) 88(33) 87(22) 120(23) 100(148)	7(4) 4(29) 4(15) 25(23) 14(35) 33(31) 52(29) 13(165)	100(4) 200(30) 210(16) 310(23) 260(36) 430(36) 460(29) 230(174)	19(1) 21(4) 23(7) 22(6) 17(6) 27(5) 33(6) 22(35)
9	даемого разреза N-MORB, хребет Рей- кьянес, 58° с.ш. [11]	137(59)	117(59)	1,1(59)	90(59)	23(15)

Примечание. Цифры в скобках — количество определений.

цикла, в котором базальты ранней – ивакинской – свиты резко обогащены некогерентными элементами и, напротив, обеднены когерентными. Для базальтов последней свиты цикла – гудчихинской – характерна противоположная картина, а именно: обогащение когерентными элементами (Сг, Со, Ni) и обеднение некогерентными. Часть элементов (Zn, Ag, Sn и др.) ведет себя индифферентно.

В целом аналогичная закономерность устанавливается и для свит триасового цикла, в котором наиболее истощенные базальты приурочены к заключительным этапам магматизма и развиты преимущественно в моронговской и мокулаевской свитах. Базальты этих свит в преобладающей своей массе отвечают низкокалиевым толеитам и приближаются к толеитам срединно-океанических хребтов (MORB), хотя и остаются более обогащенными по сравнению с ними.

Диапазон изменения концентраций большинства редких элементов в

Таблица 7

вых свитах северо-запада Сибирской платформы [4]

Ве	В	F	Sc	v	Cr	Co	Ni
0,70(4)	6(4)	170(4)	36(4)	350(4)	170(4)	53(4)	150(4)
0,75(27)	7(27)	180(27)	33(27)	330(30)	190(30)	52(30)	120(30)
0,57(14)	9(14)	210(14)	41(14)	330(16)	190(16)	51(16)	120(16)
0,85(20)	18(20)	370(20)	35(20)	250(23)	180(23)	52(23)	57(23)
0,80(30)	15(30)	290(30)	19(33)	280(33)	530(33)	57(33)	460(33)
1,10(22)	16(22)	440(22)	24(34)	170(34)	240(34)	36(34)	100(34)
1,90(23)	24(23)	960(23)	23(29)	140(29)	56(29)	25(29)	33(29)
0,80(140)	11(140)	280(140)	34(161)	300(169)	200(169)	51(169)	130(169)
0,42(58)	11,4(58)	245(59)	85(59)	295(59)	370(59)	46(59)	136(59)

Окончание табл. 7

Zr	Nb	Ag.	Sn	Ba	Hf	Ta	РЪ
140(4) 140(27) 150(14) 180(20) 130(33) 180(34) 320(29) 160(161)	4,0(1) 3,5(5) 4,4(2) 6,2(4) 4,0(6) 8,2(4) 18,2(5) 5,2(27)	0,13(4) 0,07(22) 0,07(14) 0,06(20) 0,09(30) 0,05(21) 0,07(21) 0,08(132)	2,1(4) 2,5(27) 6,3(14) 3,8(20) 2,3(30) 2,6(22) 3,4(23) 3,4(140)	120(4) 140(30) 120(16) 290(23) 170(35) 420(36) 670(29) 200(173)	3,4(1) 2,1(5) 3,4(2) 2,4(4) 2,0(6) 2,5(4) 4,8(5) 2,8(27)	0,3(1) 0,7(5) 0,6(2) 0,7(3) 0,5(6) 0,6(4) 0,9(5) 0,6(26)	9,4(3) 11(25) 11(14) 8,3(19) 4,0(30) 6,1(22) 11(23) 9,4(136)
102(59)	1,3(15)	-	1,5(59)	30(59)	0,5(15)	0,5(15)	1,0(32)

базальтах триасового цикла заметно меньший в сравнении с пермским. Поэтому можно прийти к выводу, что и геохимическая цикличность носит затухающий характер и в каждом последующем магматическом эпизоде продуцируются все более и более истощенные базальты. Подтверждением служат данные, правда пока ограниченные, по базальтам хараелахской свиты ( $T_2$ ), являющейся инициальной для следующего (V) триасового цикла. В слагающих ее породах отмечаются наиболее низкие концентрации некогерентных элементов по сравнению с базальтами ранних свит предыдущих магматических циклов.

Распределение большинства некогерентных элементов достаточно хорошо коррелируется с калиевой щелочностью базальтов (рис. 8, а), в то время как для когерентных элементов устанавливается зависимость их содержаний от величины коэффициента фракционирования (рис. 8, б). Это находится в соответствии с ранее сделанным выводом о том, что процессы





кристаллизационной дифференциации родоначальных магм, даже в случае их широкого развития, как это имеет место в трапповой формации Сибири, кардинально не изменяют геохимической специфики остаточных расплавов [3]. Очевидно, именно поэтому по сравнению с базальтами рифтовых зон срединно-океанических хребтов, которые в последние годы принимаются в качестве точки отсчета при геохимическом анализе вулканитов различных геодинамических обстановок (см., например, [81]), траппы Сибири, в том числе и толеитовые базальты, заметно обогащены всеми некогерентными элементами (Rb, Sr, Zr, Ba, а также К, Ti, Р и др.) и несколько обеднены элементами группы железа (V, CI, Co, Ni). Эта особенность достаточно устойчива и практически независима от состава базальтов. Можно, например, отметить, что даже минимальные содержания бария в базальтовых свитах северо-запада платформы превышают таковые в MORB в 4 раза, Rb – более чем в 3 раза и т.д. Подчеркнем, что обогащенность некогерентными элементами относительно MORB характерна для производных внутриплитового магматизма вообще [61] и платформенного в частности [65, 71, 80, 84].

Особо остановимся на геохимии редкоземельных элементов (РЗЭ), поскольку они наиболее информативны при интерпретации источников и условий выплавления базальтовых магм. В табл. 8 приведены абсолютные содержания РЗЭ, а на рис. 9 их нормированное относительно углистого хондрита распределение в типичных и контрастных по составу базальтах Норильского района. Приведенные данные показывают, что существенно

Таблица 8

Компонент	62-150	62-173	БК—102Б	162, СГ19	62-209	N-MORB
\$10	50.68	50.67	47.01	A7 5A	45.29	40.92
5102	50,00	30,07	47,21	47,54	43,30	45,02
T <sub>1</sub> O <sub>2</sub>	2,45	1,68	1,29	1,28	1,37	1,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,14	15,07	15,23	15,82	9,15	14,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	_	-	-	-	-	1,78
FeO	12,05*	9,65*	11,24*	10,20*	11,67*	9,48
MnO	0,19	0,14	0,18	0,17	0,15	0,21
MgO	3,31	6,91	7,10	6,35	15,36	8,36
CaO	6,88	6,30	11,01	11,38	7,81	12,15
Na <sub>2</sub> O	3,40	3,72	2,32	2,10	0,79	1,94
K <sub>2</sub> O	2,31	0,66	0,21	0,12	0,59	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,76	0,22	0,13	0,14	0,11	0,08
П.п.п.	1,61	4,35	3,27	3,68	7,09	0,42
La	40	22	10	8,2	6,5	2,6
Ce	82	-	-	19	16	7,6
Pr	10	6,2	-	2,5	1,8	1,3
Nd	42	20	. 14	10	-	7,5
Sm	11	4,8	2,9	3,5	2,6	2,9
Eu	2,4	1,2	1,3	1,2	1,3	0,9
Gđ	12	5,7	4,1	4,8	3,0	3,2
Dy		5,3	3,9	4,7	3,2	5,1
Ho	2,0	1,0	-	1,1		1,1
Er	0,4	3,0	2,5	2,0	2,4	3,3
X D	4,9	3,0	2,0	2,2 0.28	1,7	5,5
Lu	0,35	0,52	0,57	0,20	0,20	0,40

Химический состав (мас. %) и содержание редкоземельных элементов (мкг/г) в наиболее типичных базальтах северо-запада Сибирской платформы

Примечание. Таблица составлена по данным [8, 9] с учетом новых определений авторов. Содержания редкоземельных элементов определены химико-спектральным методом (аналитики Е.В. Смирнова, В.В. Конусова, Л.А. Чувашова, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР). Места отбора образцов см. в подписи к рис. 9. Звездочкой отмечено суммарное железо в пересчете на FeO.

обогащены легкими лантаноидами наиболее щелочные эффузивы; промежуточное положение в рамках нормированных по хондриту содержаний занимают субщелочные базальты и трахибазальты, а толеитовые имеют распределение нормированных содержаний, лишь незначительно отклоняющееся от распределения в МОRВ в области легких лантаноидов. По содержанию РЗЭ максимально приближены к МОRВ при незначительном обеднении тяжелыми лантаноидами магнезиальные базальты. Совокупность полученных к настоящему времени данных (рис. 10) свидетельствует, в свою очередь, о преобладающей роли калиевой щелочности. В целом установленные особенности распределения РЗЭ типичны для ассоциаций толеитовых и субщелочных пород основного состава [12, 81]. Однако толеиты Сибирской платформы, судя по обогащенности их легкими РЗЭ по сравнению с МОRВ, так же как и по повышенным содержаниям других некогерентных элементов (см. табл. 7), правомерно могут быть отнесены к относительно неистощенным.

Имеющиеся, правда ограниченные, данные изотопных исследований [10, 66] также согласуются с выводом об обогащенном характере сибирских траппов. Действительно, отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr для толеитовых базаль-



Рис. 8. Зависимость содержаний бария от калиевой щелочности (a) и хрома от величины козффициента фракционирования (б) в базальтах северо-запада Сибирской платформы [4]. Треугольником обозначены средние значения для N-MORB [8].





обр. 62-160, трахибазальт, Норильский район, ивакинская свита; 2 — обр. 62-173, субщелочной базальт, Норильский район, сыверминская свита; 3 — толеитовые базальты: обр. БК-102Б (а), район оз. Бокового, аянская свита; обр. 162, СГ19 (б), Норильский район, мокулаевская свита; 4 — обр. 62-209, пикритовый базальт, Норильский район, гудчихинская свита; 5 — хребет Рейкьянес, N-MORB, среднее из 15 [8].





тов Тунгусской провинции колеблются в пределах 0,704-0,710 [10], а <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd [66] - 0,511821-0,511936. Эти величины не согласуются с линией главной мантийной корреляции [66]. В то же время они укладываются в хорошо установленную зависимость изотопных характеристик базальтов от степени обогащенности или обедненности их некогерентными элементами. Так, согласно сводке К. Ведеполя [81], среднее отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в базальтах спрединговых зон океанов равно 0,70272 для участков срединных хребтов, базальты которых наиболее обеднены некогерентными элементами (N-MORB), и 0,70311 для участков, которые осложнены "горячими точками", т.е. там, где базальты несколько обогащены некогерентными элементами (P-MORB). Наиболее четко это устанавливается для Срединно-Атлантического хребта в районе Азорского плато [82] и хорошо подтверждается многочисленными данными для океанических островов [75]. В последнем случае отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr даже в толеитовых базальтах в большинстве своем составляет 0,7040-0,7050. Траппы Сибирской платформы и других районов проявления континентального внутриплитового магматизма достраивают этот ряд и характеризуются еще большим отношением <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr [66, 67 и др.]. Зависимость между калиевой щелочностью

и отношением <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, выявляемая в пределах трапповой формации (рис. 11), позволяет, в свою очередь,

Рис. 11. Зависимость изотопно-стронциевых отношений от калиевой щелочности в базальтах Сибирской платформы (по [10]).



31

считать рассматриваемую особенность достаточно общей для базальтовых ассоциаций различных геодинамических обстановок.

Таким образом, на территории Сибирской платформы среди базальтов пермо-триасового возраста отмечаются различные по составу породы. Однако все они, в том числе и доминирующие толеитовые, относятся к относительно обогащенным и именно в этом выражается их отличие от толеитов океана.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Независимо от модели исходного для базальтовых магм мантийного субстрата [64, 76] одним из ключевых вопросов анализа магматизма является оценка состава родоначальной магмы или магм. Большинство эмпирических данных, хорошо согласующихся с физическими экспериментами и расчетами, свидетельствует о том, что первичные расплавы базальтовых серий более магнезиальны по сравнению с породами, доступными непосредственному наблюдению, и отвечают, по-видимому, составу пикритов. Наиболее полно этот вопрос разработан для толеитов спрединговых зон (см., например, [74]). Не останавливаясь в настоящей статье на доказательствах пикритового состава родоначальных расплавов для MORB, отметим только, что косвенные свидетельства, в частности состав глубинных включений [7, 68, 70, 73], подтверждают наличие "родственных" излившимся расплавам глубинных магнезиальных пород и в щелочных базальтах. Эти включения имеют часто отчетливо выраженную кумулятивную природу и формируются также из существенно магнезиального расплава.

Аналогичные модельные представления могут быть применены и для пород трапповых формаций. Так, в траппах Сибирской платформы однозначно устанавливаются ряды фракционирования не только для толеитовых базальтов, но и для пород повышенной щелочности, причем значительные колебания величины К.ф. (см. табл. 5) свидетельствуют о преимущественном фракционировании темноцветных минералов.

Это хорошо подтверждается совпадением трендов дифференциации трапповой магмы in situ с трендами эволюции составов, объединяемых докамерными процессами [1, 24], а также связью состава базальтов с их геохимической спецификой (см., например, рис. 8). Однако, если для пород интрузивной фации траппов, в частности для дифференцированных массивов, ведущая роль фракционирования не вызывает сомнения [2, 22, 41], то применительно к эффузивной фации оценить роль фракционирования в глубинных магматических очагах труднее. В первую очередь это связано с тем, что для трапповой формации Сибирской платформы не имеется возможности сбалансировать массы и состав пород, излившихся на дневную поверхность, и кумулятов, задержавшихся в промежуточных очагах. Остановимся на доказательствах роли фракционирования несколько подробнее.

На схематическую диаграмму Ol-Pl-Cpx (рис. 12), отражающую соотношение главных минеральных фаз толеитовых серий [64], нанесены точки индивидуальных составов базальтов разреза лавовой толщи Норильского района по данным опробования скв. СГ-19. Диаграмма построена для случая безгиперстеновых норм, поскольку модальный гиперстен не характерен для толеитовых базальтов. В области как низких (lp), так и высоких (hp) давлений положение котектических "линий" показано в виде достаточно широких полос вследствие переменного состава главных минералов базитов [64].



Рис. 12. Положение гочек составов базальтов разреза лавовой толщи Норильского района в проекции на плоскость O1-P1-Cpx тетраэдра O1-P1-Cpx-Q [64].

Сплошными и штриховыми линиями показано ориентировочное положение котектик при низких (lp) и высоких (hp) давлениях соответственно; AV — состав гранатового лерцолита, принимаемого за состав верхней мантии.

Приведенные данные показывают приуроченность большинства составов к тройной эвтектике и бинарным кстектикам (Ol-Pl и Pl-Cpx). Это достаточно однозначно свидетельствует о том, что изливающиеся расплавы являются продуктами низкобарической кристаллизации последовательных порций остаточных расплавов при фракционировании главным образом оливина и плагиоклаза. В то же время более магнезиальные породы – пикритовые базальты – располагаются в поле оливина, к которому приурочена эвтектика высоких давлений (hp). Ее положение на конноде, проходящей через предполагаемый состав верхней мантии (AV [64]), дает основание предполагать, что фракционирование протекает и на относительно больших глубинах.

Косвенно роль фракционирования подтверждается протяженными трендами дифференциации для базальтовых серий платформ [3], а также расчетами путей кристаллизации магнезиальных расплавов, принятых в качестве модельных для первичных трапповых магм [25, 84]. Так, фракционная кристаллизация больших объемов расплава, близкого к составу интрузии Норильск-I (содержание MgO около 13 мас. %), может привести к последовательному формированию остаточных жидкостей, отвечающих наиболее распространенным типам магм Сибирской платформы [52]. Однако эти же расчеты [84] показывают, что субщелочные и особенно щелочные магмы не могут быть получены в результате фракционирования тех же самых расплавов без "добавления" в них дополнительного количества щелочей.

В связи с этим до конца не решенной остается проблема взаимоотношения толеитовых, субщелочных и щелочных базальтов, относимых многими исследователями магматизма Сибирской платформы к самостоятельным формациям. Действительно, уже давно делались попытки разделения интрузивных и эффузивных серий траппов по их щелочности [15, 43 и др.]. Например, на северо-западе Сибирской платформы выделяются четыре различающиеся по щелочности серии базальтов [24, 56]. Еще большее количество серий устанавливается для лавовой толщи Маймеча-Котуйской провинции, где присутствуют породы от нормальных толеитов до базальтов высокой щелочности. Отметим, что щелочные базальты, а также более кислые породы в ассоциации с толеитами отмечаются и в других трапповых провинциях, например, в траппах Декана [79] и Карру [63].

При интерпретации условий формирования базальтов различной шелочности рассматриваются нередко альтернативные модели. Наиболее распространенная из них вытекает из гипотезы "горячих точек" [83] или "горячих полей" [26] и предполагает поступление неистощенной базальтовой магмы или какой-то части избыточных по сравнению с MORB некогерентных элементов из самостоятельных мантийных источников. В рамках других моделей ведущая роль придается степени частичного плавления мантии [77], последовательному изменению состава мантийного субстрата по мере развития магматического процесса [69], ассимиляции корового материала [65] и, наконец, мантийному метасоматозу.

Факты перемежаемости различных по составу эффузивов, как, например, в Маймеча-Котуйской [21, 33] или Норильско-Хараелахской [9, 56] провинциях не дают оснований применительно к Сибирской платформе генетически разрывать толеитовые и щелочные породы. С учетом наблюцающейся последовательности смены составов (см. табл. 6) и наличия серий различной щелочности (см. рис. 7) можно предполагать, что формирование наблюдаемых ассоциаций контролируется фракционированием родоначальных магм, претерпевших в различной степени дополнительное "ощелачивание" в условиях мантии. В известной мере подобный механизм подтверждается высокой подвижностью щелочей в основных расплавах [62] и он может проявляться, очевидно, не только при формировании первичных магм, но и при их дифференциации в промежуточных магматических очагах. Наиболее вероятно проявление щелочного магмометасоматоза в глубинных проницаемых зонах рифтового типа, которые в последние годы достаточно отчетливо выделяются на Сибирской платформе [11]. Именно к этим линейным зонам и приурочены, по-видимому, главные магмоподводящие структуры Тунгусской синеклизы [30, 42].

В соответствии с изложенным взаимоотношение базальтов различного состава можно интерпретировать следующим образом. Серии лав с хорошо выраженной дифференциацией являются (независимо от их щелочности) производными наименее фракционированных исходных магм, поднимающихся до уровня промежуточных очагов, где и происходит ее глубинная дифференциация. Среди так называемых "недифференцированных" лав, залегающие обычно выше по разрезу (см. табл. 2) и имеющие состав "среднего траппа" (см. табл. 6), отвечают наиболее поздним фракциям глубинных магм. Подобные поздние фракции продуцируют громадные объемы и главную массу покровных базальтов Сибирской платформы. Заметим, что некоторыми исследователями (например, [56] и др.) уже обращалось внимание на линейность ареалов проявления дифференцированных толеитовых, а также субщелочных (и щелочных) серий лав и изометричное, площадное распространение "недифференцированных".

Можно предполагать, что исходная для дифференцированных серий магма достаточно быстро поднималась вдоль линейных проницаемых зон, давая в промежуточных очагах и в процессе подъема дериваты различного состава, включая магнезиальные расплавы. "Недифференцированные" толщи лав на всей территории Тунгусской синеклизы являются, очевидно, производными остаточных фракций отдифференцированной магмы, которые изливаются на поверхность через систему силлов, а не непосредственно через глубинные разломы, связанные с мантийными резервуарами. Если это действительно так, то следует предполагать наличие под чехлом Тунгусской синеклизы большого объема интрузивных пород основного состава, слагающих дифференцированные комплексы, аналогичные, вероятно, расслоенным габбро-пироксенитовым комплексам офиолитов.

С учетом комагматичности эффузивных и интрузивных пород Сибирской платформы [35, 43, 57] магнезиальные интрузии норильского типа, в том числе рудоносные, с ассоциацией пород, возникающих в процессе внутрикамерной дифференциации, можно рассматривать в качестве аналогов дифференцированных серий лав. Соответственно более широко распространенным сериям "недифференцированных" лав комагматичны также весьма широко распространенные слабо дифференцированные и условно недифференцированные интрузии.

Таким образом, ответственными за формирование различных по составу серий базальтов Сибирской платформы являются преимущественно кристаллизационные процессы, протекающие в широком диапазоне глубинности, при условии существования магм различной щелочности. Роль других вероятных механизмов, в частности ассимиляции корового материала и смешения магм, формирующихся в различных мантийных резервуарах, оценить пока затруднительно, в первую очередь из-за ограниченности данных изотопных исследований.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Породы эффузивной фации траппов пермо-триасового возраста широко проявлены в виде потоков и протяженных покровов в северной и центральной частях Тунгусской синеклизы. Мощность лавовой толщи переменна. На северо-западе синеклизы она достигает 3,5 км и постепенно уменьшается до полного выклинивания на широте р. Ниж. Тунгуски. Лавы изливались преимущественно через трещинные каналы и, вероятнее всего, во многих случаях связаны с невскрытыми пластовыми интрузивами – силлами. Особенно это характерно для преобладающих "недифференцированных" лав.

Среди пермо-триасовых лав наиболее развиты толеитовые базальты. В то же время по сравнению с толеитами MORB они существенно обогащены некогерентными элементами и в этом отношении сопоставимы с базальтами других типов внутриплитового вулканизма. Помимо толеитовых на территории Сибирской платформы развиты субщелочные (северо-запад Тунгусской синеклизы) и щелочные (северо-восток синеклизы) базальты и родственные породы, причем вулканиты различной щелочности могут быть объединены в самостоятельные, но генетически связанные серии.

Дифференцированные серии лав, приуроченные к линейным структур-

ным зонам, являются производными менее фракционированных родоначальных магм. Поздние фракции этих же магм дают начало более распространенным "недифференцированным" лавам, проявления которых имеют площадной характер.

Все наблюдаемые ассоциации вулканитов и, очевидно, комагматичные им породы интрузивной фации могут возникнуть за счет дифференциации в промежуточных очагах исходной пикритовой магмы или продуктов ее фракционирования. При этом предполагается, что инициальная магма субщелочных и щелочных базальтов претерпела дополнительное ощелачивание потоками мантийных флюидов в рифтоподобных проницаемых зонах. Более вероятно, что этот процесс протекал на начальных этапах магматической активности.

#### • СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альмухамедов А.И. Некоторые черты докамерной дифференциации базальтовой магмы (на примере Сибирской платформы) // Геология и геофизика. – 1972. – № 1. – С. 43–52.
- 2. Альмухамедов А.И. Геохимия толеитового вулканизма спрединговых зон и платформ: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. — Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1985. - 499 с.
- Альмухамедов А.И. Взаимосвязь базальтового вулканизма различной щелочности // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. - С. 49-57.
- Альмухамедов А.И., Золотухин В.В. Геохимическая стратиграфия базальтов северо-запада Сибирской платформы // Докл. АН СССР. — 1989. — Т. 306, № 4. — С. 963—967.
- Альмухамедов А.И., Золотухин В.В., Ложкин В.И., Гуничева Т.Н. О среднем составе базальтов северо-запада Сибирской платформы // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 302, № 5. – С. 1205–1208.
- Альмухамедов А.И., Золотухин В.В., Смирнова Е.В. и др. Редкоземельные элементы в траппах древних платформ // Докл. АН СССР. – 1989. – Т. 309, № 4. – С. 969–973.
- 7. Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеенков В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 192 с.
- Альмухамедов А.И., Кузьмин М.И., Богданов Ю.А., Сборщиков И.М. Вулканизм хребта Рейкьянес // Геология и геофизика. — 1986. — № 3. — С. 53-61.
- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. К геохимии начальных стадий базальтового вулканизма // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — С. 49—69.
- Альмухамедов А.И., Плюснин Г.С., Альмухамедов Е.А. и др. Геохимия редких элементов и изотопный состав стронция траппов Сибирской платформы (на примере разреза базальтовой толщи в Норильском районе) // Методы изотопной геологии: Тезисы докладов. - М.: Ин-т геохимии и аналитической химии АН СССР, 1987. - С. 9-11.
- Баженов М.Л., Моссаковский А.А. Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. — 1986. — № 1. — С. 59—69.
- 12. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
- Бутакова Е.Л., Егоров Л.С. Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций // Петрография Восточной Сибири. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — Т. 1. — С. 417-589.
- Васильев Ю.Р., Зопотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. — 270 с.
- Виленский А.М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. — 271 с.
- Геология Сибирской платформы / Ред. Краснов И.И., Лурье М.Л., Масайтис В.Л. М.: Недра, 1966. – 447 с.
- 17. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. — 63 с.
- Дмитриев Ю.М. Мезозойский трапповый вулканизм в центре и на периферии Тунгусской синклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1973. – № 10. – С. 58-67.
- Додин Д.А., Ленькин Е.Н. К вопросу о классификации эффузивных пород формации сибирских траппов (на примере северо-западной части Сибирской платформы) // Учен. зап. НИИГА. Региональная геология. – 1964. – Вып. 4. – С. 18–35.

36
- Дренов Н.В., Краковский Ю.С. Этапы развития и тектонический контроль траппового магматизма в пределах центральной и западной частей Сибирской платформы // Петрология траппов Сибирской платформы. – Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1967. – С. 61–65.
- Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С., Леонтьев Л.Н. Ассоциация щелочных базальтоидов базальтов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации // Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. – М.: Наука, 1965. – С. 5–90.
- Золотухин В.В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. — М.: Наука, 1964. — 192 с.
- Золотухин В.В., Альмухамедов А.И. О низкокалиевых базальтах из траппов Сибирской платформы и Декана // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 298, № 1. – С. 199–203.
- Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы (особенности геологии, состава и генезиса пермо-триасовых эффузивов). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. – 246 с.
- Золотухин В.В., Лагута О.Н. О фракционировании магнезиальных базитовых расплавов и многообразии траппов на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. – 1985. – Т. 280, № 4. – С. 267–272.
- 26. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. - 1983. - № 1. - С. 28-45.
- 27. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1955. 248 с.
- Классификация и номенклатура горных пород: справочное пособие / Богатиков О.А., Гоншакова В.И., Ефремова С.В. и др. – М.: Недра, 1981. – 150 с.
- Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И. Особенности вещественного состава коры Уральского палеоокеана на примере офиолитов Южных Мугоджар // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 148—157.
- Куренной С.А. Рассеянный спрединг в мезозойской истории Сибирской платформы и Таймырской складчатой области // Внутриплитные явления в земной коре. - М.: Наука, 1988. - С. 57-70.
- Кутолин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов различных формаций. М.: Недра, 1969. — 140 с.
- Леднева В.Р., Порошин Е.Е. Петрохимическая зональность базальтов Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1981. – № 11. – С. 141–145.
- Леонтьев Л.Н., Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С. К вопросу о так называемой щелочноультраосновной формации // Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. – М.: Наука, 1965. – С. 127–160.
- Лурье М.Л., Масайтис В.Л. Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы // Базальты плато. – М.: Наука, 1964. – С. 13–26.
- Магнезнальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности / Золотухин В.В., Виленский А.М., Васильев Ю.Р. и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — 225 с.
- 36. Макаренко Г.Ф. Траппы в структуре материков. М.: Наука, 1983. 208 с.
- Малич Н.С., Старицкий Ю.Г., Туганова Е.В. Закономерности распределения никеленосных интрузий траппов Сибирской платформы // Информационное сообщение ВИЭМС. – 1965. – Вып. 82., Сер. 6. – 25 с.
- Масайтис В.Л. Петрология Аламджахской трапповой интрузии (бассейн р. Вилюй). Л.: ВСЕГЕИ. - 1958. - 136 с.
- Масайтис В.Д., Егоров Л.С., Леднева В.П. и др. Протерозойские, палеозойские и мезозойские магматические комплексы Сибирской платформы // Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1974. С. 13–18.
- Межвилк А.А., Васильев Н.Н. К истории формирования эффузивных траппов Тунгусской синеклизы // Петрология траппов Сибирской платформы. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1967. - С. 67-78.
- Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И. Геохимия дифференцированных траппов (Сибирская платформа). М.: Наука, 1973. 198 с.
- Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. – 264 с.
- Истрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы // Золотухин В.В., Виленский А.М., Немененок Т.И. и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. – 287 с.
- 44. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии / Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. – 436 с.

- Иорошин Е.Е., Леднева В.П. Клинопироксены эффузивных траппов Восточной Сибири // Геология и геофизика. – 1977. – № 7. – С. 133–137.
- 46. Рябов В.В. Клинопироксены эффузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. - 1982. - № 6. - С. 63-72.
- Рябов В.В., Золотухин В.В. Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. — 392 с.
- 48. Рябов В.В., Коненко В.Ф., Хмельникова О.С. Породообразующие минералы пикритовых базальтов Норильского района // Геология и геофизика. – 1985. – № 4. – С. 83-92.
- Симанович И.П., Купрявцев Д.И. Текстурные типы эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы. – М.: Наука, 1981. – 63 с.
- Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Главсевморпуть, 1936. -222 с.
- 51. Старицына Г.Н., Томановская Ю.И. Основные этапы развития траппового магматизма Енисейской рудной провинции (северо-западная часть Сибирской платформы // Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1967. С. 20–34.
- Структуры траппов Сибирской платформы / Лурье М.Л., Леднева В.П., Селивановская Т.В. и др. – Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1976. – 171 с.
- 53. Сурина Н.П. О классификации и номенклатуре дайковых ультраосновных щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. – Л.: НИИГА, 1970. – С. 29–38.
- 54. Томановская Ю.А. Закономерности развития траппового вулканизма на северо-западе Сибирской платформы // Петрология траппов Сибирской платформы. – Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1967. – С. 35–42.
- 55. Траппы северо-западной части Сибирской платформы. Путеводитель Норильской экскурсии VII Всесоюзного петрографического ссвещания / Додин Д.А., Додина Т.С., Дюжиков О.А. и др. – Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1986. – 122 с.
- 56. Федоревко В.А. Петрохимические серии эффузивных пород Норильского района // Геология и геофизика. - 1981. - № 6. - С. 78-88.
- 57. Федоренко В.А., Стифеева Г.Т., Макеева Л.В. и др. Базитовые и щелочно-базитовые интрузии Норильского района в связи с их комагматичностью эффузивным образованиям // Геология и геофизика. – 1984. – № 6. – С. 56–65.
- Шихорина М.К. Петрология эффузивных пород Маймеча-Котуйской провинции: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Л.: ЛГУ, 1969. - 23 с.
- Шихорина М.К. Вулканические образования Маймеча-Котуйской провинции // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. – Л.: НИИГА, 1970. – С. 5–15.
- Anders E., Ebihara M. Solar system abundances of the elements // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1982. - V. 46, N° 11. - P. 2363-2380.
- Basaltic volcanism on the terrestrial planets / Ed. Kaula W.M. et al. N.Y. et al.: Pergamon Press, 1981. - 1286 p.
- Corrigan G., Gibb F. The loss of Fe and Na from basaltic melt during experiments using the wire-loop method // Miner. Mag. - 1979. - V. 43, N° 1. - P. 121-130.
- Cox K.G. Karroo lavas associated with igneous rocks of Southern Africa // Bull. Volcanol. -1972. - V. 35, N° 4. - 976 p.
- 64. Cox K.G., Bell Y.D., Pankhurst R.J. The interpretation of igneous rocks. London: George Allen and Unwin, 1979. 414 p.
- Cox K.G., Hawkesworth C.J. Relative contribution of crust and mantle to flood basalt magmatism, Mahabaleshwar area, Deccan traps // Phil. Trans. Roy. Soc. - London, 1984. - 310A, N° 5114. -P. 627-641.
- 66. De Paolo D.Y., Wasserburg G.I. Neodimium isotopes in flood basalts from Siberian platform and inference about their mantle sources // Proc. National Acad. Sci. USA. - 1979. - V. 76, N° 7. -P. 3056-3060.
- 67. Faure G., Powell J.L. Strontium isotope geology. N.Y.: Springer-Verlag, 1972. 216 p.
- Forles R.B., Kuno H. The regional petrology of perioditie inclusions and basaltic host rocks. // Upper Mantle Symposium, New Delhi, 1964. - Copengaagen, 1965. - P. 161-179.
- Gast P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiltic and alkaline magma types // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1968. - V. 32, N° 10. - P. 1057-1086.
- Jackson E.D., Wright T.L. Xenoliths in the Honolulu volcanic series Hawaii // Journ. Petrol. -1970. - V. 11, N° 2. - P. 405-432.
- Krishnamutthy P., Udas G.R. Regional geochemical characters of the Deccan trap lavas and their genetic implications // Deccan volcanism and related basalt provinces in other parts of the world: Memoir Geol. Soc. India. - 1981. - N° 3. - P. 394-418.
- Macdonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian Lavas // Journ. Petrol. 1964. -V. 5, N° 1. - P. 82-133.

- Ottonello G., Riccardo G.B., Joron J.L., Treuil M. Evolution of the upper mantle under the Assab region: suggestions from petrology and geochemistry of tectonic ultramafic xenoliths and host basaltic lavas // Geol. Rundschau. - 1978. - Bd 67, H. 2. - S. 547-575.
- 74. Palister J.S., Hopson C.A. Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and model of a spreading ridge magma chamber // Journ. Geophys. Res. 1981. V. 86, N° 84. P. 493-500.
- Peterman Z.E., Hedge C.E. Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts // Geol. Soc. Am. Bull. - 1971. - V. 82, N° 2. - P. 493-500.
- Ringwood A.E. The chemical composition and origin of the Earth // Advances in Earth Science. Boston: M.I.T. Press, 1966. P. 287--356.
- 77. Ringwood A.E. Composition and petrology of the Earth's mantle. N.Y.: McGraw Hill, 1975. 584 p.
- Schilling J.-G., Zajac M., Evans R. et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29° N to 73° N // Amer. Journ. Sci. - 1983. - V. 283, N° 4. - P. 510-586.
- 79. Subba Rao S. Petrogenesis of acid rocks of the Deccan traps // Bull. Volcanol. 1972. V. 35, N° 4. - P. 1051-1068.
- Swanson D.A., Wright T.L. The regional approach to studying the Columbia River basalt group // Deccan volcanism and related basalt provinces in other parts of the World: Memoir Geol. Soc. India. - 1981. - N° 3. - P. 58-80.
- Wedepohl K.H. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges. The growth of the oceanic crust // Naturwissenschaften. - 1981. - Bd 68, H. 3. - S. 110-119.
- White W.M., Schilling J.-G. The nature and origin of geochemical variation in Mid-Atlantic ridge basalts from the Central North Atlantic // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1978. - V. 42, N° 10. - P. 1501-1516.
- Wilson J.T. Submarine fracture zones, aseismic ridges and the International Council of Scientific Unions line: proposed western margin of the East Pacific ridge // Nature. - 1965. - V. 207, N° 5000. - P. 907-911.
- Zolotukhin V.V., Al'muhamedov A.I. Traps of the Siberian platform // Continental Flood Basalts. - Dordrecht et al.: Kluwer Acad. Publishers, 1988. - P. 273-310.

BASALTS OF THE SIBERIAN PLATFORM: OCCURRENCE, COMPOSITION, MECHANISM OF FORMATION. V.V. ZOLQTUKHIN, A.I. AL'MUKHAMEDOV

Considered are the peculiarities of occurrence, composition and the formation models of trap effusive facies of Permian and Triassic (250-200 m.a.), the most spread in the territory of the Siberian platform. The most part of the effusive traps refer to tholeiites enriched by incompatible elements (Li, Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, La and others) in comparison with MORB, as it is typical for other regions of interplate volcanism occurrence. The studied variations of basalt composition were determined by differentiation process in intermediary magmatic chambers for primary magmas of picritic composition forming due to a partial melting of relatively unexhausted mantle. Differentiated tholeiitic series correspond to the early fractions of the primary magmas. "Undifferentiated" tholeiites with a more wide occurrence are the latest fractions of the same magmas. The series of more high alkalinity form under the additional "alkalization" of tholeiitic magmas by deep fluids enriched by incompatible elements.

УДК 552.322(571.5)

## ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ИНТРУЗИВНОГО БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ВО ВРЕМЕНИ

### Б.В. Олейников, М.Д. Томшин

Базитовый магматизм на Сибирской платформе проявлялся неоднократно в позднем докембрии, среднем палеозое и позднем палеозое — раннем мезозое. Базиты Сибирской платформы образованы несколькими сериями расплавов. Для режима палеорифтогенеза — это нормально-толеитовые и субщелочные толеитовые расплавы, причем производные последнего характерная и обязательная составная часть разнофациальных базитов позднедокембрийского и среднепалеозойского возраста. В пермо-триасовое время, в режиме магматической активизации формировались преимущественно магматиты нормального толеито-базальтового состава локальным проявлением на севере платформы его пикрит-базальтовой ветви, которые объединены в трапповую формацию Сибирской платформы. Магматиты щелочной оливин-базальтовой (трахибазальтовой) серии расплава впервые достаточно надежно диагностируются среди базитов вендского времени и далее они присутствуют в базитах более молодых тектономагматических циклов.

Вплоть до 60-х годов время формирования базитов в различных районах Сибирской платформы связывалось только с процессами активизации отдельных блоков этой плиты на рубеже позднего палеозоя – раннего мезозоя. Все продукты базитового магматизма объединялись в одну возрастную трапповую формацию. Однако по мере накопления информации в ходе геолого-съемочных работ и тематических исследований появилась возможность обосновать сначала существование среднепалеозойской группы магматитов нормального по режиму щелочности и субщелочного толеит-базальтового и щелочного оливин-базальтового состава, а затем и тождественных им в петрохимическом отношении базитов позднедокембрийского возраста. Одновременно разновозрастные рифейско-фанерозойские базиты были установлены и на других древних платформах, в том числе и на Индостанской [16].

Накопленный геологический материал по базитам Сибирской платформы позволил достаточно надежно выделить для них неравнозначные по временному интервалу тектономагматические циклы: позднедокембрийский, среднепалеозойский, позднепалеозойский – раннемезозойский, а внутри них (где это возможно) этапы магматической активизации (табл. 1).

Анализ пространственных закономерностей размещения базитовых магматических ассоциаций на древних платформах позволил установить два основных типа структур, в которых они локализуются. Во-первых, во временном и пространственном отношении часть из них связана с формированием позднедокембрийских и среднепалеозойских авлакогенов, которые рядом исследователей отождествляются с палеорифтогенными структурами [3, 7]. Это проявление пространственно-линейной магматической активизации. Во-вторых, в более позднее время, начиная с позднего палеозоя, в течение мезозоя и вплоть до начала кайнозоя, магматическая активизация на древних платформах связана с формированием крупных отрицательных структур – трапповых синеклиз. Это пример площадной магматической активизации в условиях рассеянного спрединга [2, 9]. Во втором случае различные фациальные группы базитов располагаются как в пределах крупных синеклиз, так и на их бортах, меньше – во внутренних частях окружающих их антеклиз. Последнее особенно характерно для гипабиссальных фаций проявления магматизма, когда силлы локализуются на значительном удалении от трапповых синеклиз в окружающих их структурах.

На Сибирской платформе достаточно однозначно установлено, что в позднепалеозойское – раннемезозойское время в режиме площадной магматической активизации формировались преимущественно магматиты нормального толеит-базальтового состава с локальным проявлением пикрит-базальтовой ветви, производные которой развиты лишь на северозападе платформы. Крайне ограниченно развиты в краевой зоне севера Сибирской платформы производные щелочного оливин-базальтового (трахибазальтового) расплава. В позднем докембрии и в среднем палеозое в обстановке палеорифтогенеза проходило становление базитов толеитбазальтового, субщелочного толеит-базальтового и щелочного оливинбазальтового составов. По всей совокупности классификационных признаков только толеитовые базиты режима автономной магматической активи-

Таблица 1

# Схема возрастного расчленения базитов Сибирской платформы

Тектономагматический . цикл	Магматическая активизация	Абсолютный возраст, млн лет	Геологическое обоснование возраста	Геохимический тип магмы	Место проявления магматической деятельности
	Начало раннего 1800—1600 рифея (?)		· –	Толеит-базальтовый и суб- щелочной толеит-базальтовый	Анабарский массив
•	Раннерифейская	1550-1450	Прорывается среднерифей- скими дайками		Анабарский массив
Пзднедокембрий- ский	ибрий- Среднерифейская 1350-		Кора выветривания на инт- рузивных телах, перекрытая вендскими отложениями, в раз- резах среднерифейского возрас- та покровы базальтов и пиро- кластика		Анабарский массив, Алдан- ский щит, Оленекское и Билиро- Уджинское поднятия, Восточное Присаянье, юго-восточное обрам- ление Енисейского кряжа
	Позднерифейско- вендская -	763—558	Наличие базальтовых покро- вов в самых низах нижнего кембрия	Щелочной оливин-базаль- товый	Сетте-Дабанский и Уринский антиклинорий, Оленекское и Че- куровское поднятия, Оленек- ская и Чекуровская антиклинали
Среднепалеозой- ский	й- — 404—301 Перекрываются перми и более молодыми осадо породами, прорываются триасовыми интрузиями и и туфы возвозах следне		Перекрываются пермскими и более молодыми осадочными породами, прорываются пермо- триасовыми интрузиями, лавы и туфы в разрезах среднепалео-	Субщелочной толеит-ба- зальтовый и толеит-базальто- вый	Патомско-Вилюйский авлако- ген, Сетте-Дабанский антиклино- рий, Куойкское и Мунское под- нятия
		_	зойского возраста	Щелочной оливин-базаль- товый	Сетте-Дабанская, Чекуров- ская антиклинали, Березовская впадина
Позднепалеозой- ский—раннемезозой-	, ``	282-210	Кора выветривания на инт- рузивах, лавы и туфы в разре	Щелочной оливин-базаль- товый	Северо-запад Сибирской плат- формы
ский			зах триасового возраста, пере- крытие болес молодыми осадоч- ными породами	Толеит-базальтовый и пик- рит-базальтовый	Тунгусская синеклиза, север- ный и южный борта Анабарской антеклизы, Енисейско-Котуйская зона краевых поднятий и впадин
· · ·.			Прорынают тела пород трап- пового формационного типа	Щелочной оливин-базаль- товый	Анабаро-Уджинский район

41

зации древних платформ отвечают образованиям траппового формационного типа. Локально проявленные на северо-западе платформы среди трапповых интрузивов нормального толеит-базальтового состава объекты, образованные пикрит-базальтовой ветвью толеитовой серии магм, имеют с первыми весь набор промежуточного состава и по всем признакам относятся к образованиям трапповой формационной группы.

Несомненно, что условия исходного магмообразования предопределяют геохимическое разнообразие базитов древних платформ [5]. Однако независимо от места, времени, геодинамической обстановки (режим автономной магматической активизации, активные зоны окраинных частей платформ, палеорифтогенез) и типа магмы (пикрит-базальтовый, нормальный толеит-базальтовый, субщелочной толеит-базальтовый расплав) формируются тела базитов, генетические особенности пород которых отражают глубинную эволюцию исходной магмы. Главенствующая роль в этом принадлежит процессам фракционирования магматического расплава в глубинных промежуточных очагах и (или) во время перемещения его в подводящем канале на пути к гипабиссальному уровню, происходящим на фоне КИСЛОТНО-ОСНОВНОГО флюидно-магматического взаимодействия силикатного расплава с трансмагматическим флюидом, обладающим нередко восстановительными свойствами. В зависимости от соотношения процессов фракционирования или флюндно-магматического взаимодействия расплав эволюционирует по схеме анортозитовой или монцонитоидной дифференциации [8, 10, 12].

## позднедокембрийские магматиты

Наиболее древние базиты платформенного этапа развития Сибирской плиты отвечают позднедокембрийскому тектономагматическому циклу. Они широко распространены на площадях окраинных поднятий среди раннедокембрийских и рифейских образований.

Древние базиты обнажаются на Анабарском массиве и Алданском щите, Билиро-Уджинском, Хараулахском поднятиях, Уринском и Сетте-Дабанском антиклинориях, Игарском выступе и Енисейском кряже. Наиболее древние из них (раннерифейские) формируют дайковые пояса среди глубокометаморфизованных пород Алданского щита и Анабарского массива. Более поздние магматиты образуют гипабиссальные и субвулканические силлы, дайки и иногда покровы, связанные с рифейско-вендскими палеорифтовыми структурами (Уджинской, Верхоянской, Уринской, Юдомо-Майской и др.).

Базитовый магматизм активно поставлял пирокластический материал в отложения рифея и венда различных регионов Сибирской платформы [14]. Магматическая деятельность контролировалась как линейными внутриплатформенными палеорифтовыми, так и обрамляющими платформу структурами рифтогенного происхождения. Использовать для базитов такой геодинамической обстановки термин "трапповая формация" не следует, а целесообразно называть их толеитами палеорифтовых зон, объединяя в самостоятельную формационную группу базитов зон палеорифтогенеза. Геодинамическая обстановка палеорифтогенеза обеспечила поступление магмы толеит-базальтового состава, нередко приобретающей отчетливо проявленную субщелочную специализацию. К тому же последующее постмагматическое воздействие калийсодержащего флюида на вещество отдельных тел обусловливало его дальнейшее ощелачивание. Последнее послужило основанием некоторым исследователям относить субщелочные базиты наиболее повышенной щелочности этой возрастной группы к трахидолеритам. По нашему мнению, для этого не всегда есть достаточные основания. В то же время в позднем докембрии на Сибирской платформе на завершающей стадии магматической деятельности в вендраннекембрийское время в пределах Верхоянской палеорифтогенной структуры (Оленекское поднятие и Чекуровская антиклиналь), действительно, имело место поступление небольшого объема щелочного оливинбазальтового расплава, обусловившего становление в основном силлов трахидолеритов.

Позднедокембрийские базиты востока Сибирской платформы объединены в ряд интрузивных комплексов; среди них Анабарский, Оленекский, Уджинский, Патомский, Хамнинский и другие, характеристика которых является целью данного сообщения.

Вмещающими породами для позднедокембрийских базитов на Анабарском массиве и Алданском щите служат кристаллические сланцы, гнейсы и гранито-гнейсы, граниты, а в пределах поднятий – песчаники, известняки и пирокластотерригенные породы рифея и венда. Мошность интрузивных тел различна: от нескольких метров до сотен метров для даек и от 20 до 100 м для силлов. Покровы базальтов достигают толщины в первые десятки метров. Позднедокембрийское время формирования интрузивов определяется достаточно надежно по калий-аргоновым радиологическим датировкам 1580±30 – 558±0 млн лет (по данным 52 определений) и геологическими наблюдениями. В пределах Анабарского массива на базитах формируется кора выветривания, перекрытая, в свою очередь, отложениями вендского времени. На Билиро-Уджинском и Оленекском поднятиях в разрезе среднерифейских отложений установлены покровы базальтов. В то же время отмечены интрузивы базитов (дайки, силлы), располагающиеся среди отложений верхнего рифея. Магматическая деятельность в позднем докембрии, таким образом, была растянута во времени. Достаточно четко фиксируются три ее этапа (см. табл. 1): раннерифейский, установленный на Анабарском массиве, среднерифейский – на Анабарском массиве, Алданском щите, Билиро-Уджинском и Оленекском поднятиях и позднерифейско-вендский – на Уринском и Сетте-Дабанском антиклинориях. Неоднократно наблюдаемые на Анабарском массиве [11] случаи прорыва ранних трещинных интрузивов рифейского возраста более поздними указывают на фазовость позднедокембрийского магматизма на его отдельных этапах.

По особенностям вещественного состава, зафиксировавшим основные тенденции эволюции базитовой магмы в докамерный и внутрикамерный этапы, среди позднедокембрийских интрузивов выделяются многоактные и одноактные дайки, слабо дифференцированные и недифференцированные силлы и хонолиты. Наиболее распространенная группа пород позднедокембрийских базитов - кварцевые габбро-долериты, которыми сложено большинство недифференцированных даек и силлов. В сложении дифференцированных трешинных интрузивов кроме названных пород участвуют кварцевые габбро-диориты, сиенодиориты и гранофиры. Реже отмечаются такситовые габбро-долериты, призматически-офитовые габбро-долериты, плагиоаплиты и толеитовые разности долеритов, а также субщелочные апометасоматически преобразованные долериты. В многоактных дайках, дифференциации, характеризующихся монцонитоидной тенденцией наблюдается следующая последовательность пород: кварцевые габбродолериты, кварцевые габбро-диориты, кварцевые монцонит-порфиры, аплиты. Позднедокембрийские эффузивы представлены преимущественно покровами офитовых базальтов. Все позднедокембрийские базиты в разной степени амфиболизированы, серицитизированы, альбитизированы, карбонатизированы, анальцимизированы и цеолитизированы.

#### Таблица 2

### Средний химический состав интрузивных базитов позднедокембрийского возраста, %

		Толеит-базальтовый расплав													
Компо-					Этап	магматизма	t					оливин-оа- зальтовый расплав			
нент	Начальный раннерифей- ский	P	Раннерифейский			Cp	еднерифейс	Позді	Позднерифейско-вендск						
	1	2	3	. 4	5	· 6	7	8	9	10	11	12			
SiO <sub>2</sub>	47,60	. 47,90	49,65	50,91	48,67	48,24	49,72	48,26	49,49	49,49	49,46	45,93			
TiO2	1,81	2,49	1,82	3,41	2,12	3,10	2,32	1,70	2,38	2,90	1,46	4,18			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,69	13,01	13,10	13,18	13,30	12,74	13,44	14,07	14,12	13,76	13,58	13,92			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,88	5,64	4,11	5,40	4,82	5,57	3,26	5,05	5,81	3,82	3,60	4,79			
FeO	9,22	9,90	10,74	7,89	10,67	9,97	10,80	7,99	7,35	10,36	9,95	9,21			
MnO	0,23	· 0,20	0,20	0,20	0,20	0,18	0,18	0,20	0,16	0,20	Ū,26	0,17			
MgO	6,01	6,65	6,44	4,70	5,95	6,02	6,84	6,53	6,53	5,11	6,02	6,69			
CaO	9,12	8,69	10,16	6,21	10,19	9,16	8,66	9,90	9,67	8,85	9,86	9,70			
Na <sub>2</sub> O	2,56	2,06	2,02	3,96	2,09	2,74	2,24	2,78	2,43	2,65	2,25	2,72			
K <sub>2</sub> O	0,94	1,64	0,53	1,72	0,56	0,68	0,55	0,49	0,47	1,15	0,77	0,80			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,23	0,19	0,70	0,23	0,25	0,21	0,32	0,21	0,32	0,14	0,46			
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,12	1,97	1,64	1,82	1,75	0,99	2,11	2,50	1,44	1,65	2,26	1,37			
n n	6.	7	7	15	7	37	7	9	3	24	64	12			

Примечание. Анабарский массив: 1 — плагиодолериты, восточный край; 2 — серицитизированные долериты, восточный край; 3 — офитовые долериты, юго-восточная часть; 4 — субщелочные долериты, южная часть; 5 — пойкилоофитовые долериты, юго-восточная часть; 6 — габбро-долериты, южная часть; 7 — кварцевые долериты, западная часть ; 8 — кварцевые габбро-долериты, Билиро-Уджинское поднятие; 9 — гакситоофитовые долериты, Оленекское поднятие; 10 — серицитизированные и амфиболизированные габбро-долериты, Уринский антиклинорий; 11 — кварцевые габбродолериты, Сетте-Дабанский антиклинорий; 12 — трахидолериты, Оленекское поднятие. Рис. 1. Положение фигуративных точек пород тел позднедокембрийских базитов на диаграмме SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) по данным 98 анализов.

Первый наиболее ранний этап магматической активизации соответствует началу раннего рифея (около 1850– 1600 млн лет). Здесь следует подчеркнуть, что его выделение базируется лишь на радиологических данных и



вполне вероятно некоторое удревнение получаемых значений за счет геохимической специфики этой группы тел. Основная масса трещинных интрузивов раннего рифея Анабарского массива сформирована в интервале 1550–1450 млн лет.

Магматиты наиболее древней фазы раннерифейских интрузивов известны в восточной части Анабарского массива, где они локализуются в расколах северо-западного простирания, приуроченных к западной рамповой структуре Уджинской палеорифтовой системы [15]. Своеобразие геодинамической обстановки рамповых зон, в полосе которых на определенном этапе напряжения сжатия доминировали над усилиями растяжения, обусловило задержку базальтовой магмы во время ее продвижения по магмоводу. Во время такой остановки расплав начал интенсивно кристаллизоваться, что обеспечило появление в нем разнообразных протофаз, среди которых доминировал плагиоклаз. Из такого гетерогенного субстрата затем формировались дайки плагиодолеритов и лейкократовых габбродолеритов. В базитах этих тел обильны крупные порфировые выделения битовнит-лабрадора (An<sub>78-68</sub>), кристаллизовавшегося совместно с хризолитом (Fa<sub>27-30</sub>) и магнезиальным ортопироксеном (Fs<sub>23</sub>). Основная масса пород сложена лабрадор-андезином (An<sub>67-45</sub>) и авгитом (Wo<sub>35-39</sub>En<sub>35-45</sub> Fs<sub>20-26</sub>), взаимоотношение которых дает преимущественно призматическиофитовый рисунок структуры. Лейкократовость плагиодолеритов отражается в высоких содержаниях в них глинозема (табл. 2, ан. 1). Подчеркивая относительно повышенную щелочность расплава, фигуративные точки состава пород даек этой группы на диаграмме кремнезем – сумма щелочей располагаются в поле субщелочных базитов (рис. 1).

Вторая фаза раннерифейского возраста проявилась в позднемукунское и котуйканское время (1550–1400 млн лет), когда формировалась сеть главным образом субширотных даек в восточной, юго-восточной и южной частях Анабарского массива. Кроме доминирующей группы даек, выполненных кварцсодержащими габбро-долеритами, в южной части района установлены тела сложного строения – многократные интрузивы, претерпевшие монцонитоидную тенденцию дифференциации. Кроме названных сравнительно редко встречаются маломощные дайки базитов субщелочной специализации. Структура пород первой группы изменяется от пойкилоофитовой до габбро-офитовой и призматически-зернистой. Ведущие минералы – лабрадор-андезин ( $An_{75-32}$ ) и железистый авгит ( $Wo_{40-35}En_{43-36}Fs_{29-19}$ ). Первый в различной степени пелитизирован и соссюритизирован, второй амфиболизирован и хлоритизирован. Постоянны позднемагматическая роговая обманка, кварц, щелочной полевой шпат и окиснорудные

45

минералы. Характерно присутствие в трещинах отдельности даек габбродолеритов сантиметровых аплитовых жилок.

Средневзвешенный химический состав различных тел раннерифейского возраста характеризуется достаточно устойчивыми величинами концентраций породообразующих компонентов (см. табл. 2, ан. 2-4). На диаграмме SiO, - (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) породы данной группы даек располагаются в поле нормальных толеитов вблизи границы их с субщелочными базитами. Следует подчеркнуть, что имеющая место в отдельных случаях повышенная щелочность была усилена привносом калия на позднемагматической стадии. В то же время, как уже было упомянуто, среди базитов второй возрастной раннерифейской группы установлены дайки субщелочной специализации (ан. 4). От обычных кварцевых габбро-долеритов они отличаются наличием розоватой пятнистости, отражающей форму проявления и количество калиевого полевого шпата. Если клинопироксен данной группы пород по составу не отличается от такового минерала габбро-долеритов, то плагиоклаз в субщелочных базитах более кислый (An<sub>43-36</sub>), хотя последнее может быть обусловлено тем, что разности более основного состава полностью серицитизированы. В геохимическом плане кроме повышенной щелочности эти базиты характеризуются высоким содержанием титана (ан. 4) и заметно низким – кальция. Раннерифейские базиты (табл. 3) имеют низкие концентрации Ni, Co, Cr, несколько повышенную долю Sr и B.

В среднерифейской (1350-1070 млн лет) геологической истории Сибирского континента магматической деятельностью были охвачены Анабарский массив, Оленекское и Билиро-Уджинское поднятия, Алданский щит. Если в пределах Анабарского массива и Алданского щита базиты данной возрастной группы, наиболее распространенные, формируют лишь протяженные пояса даек, то в других вышеупомянутых структурах формировались близповерхностные пластовые мнтрузии, покровы базальтов и отлагалась пирокластика. Ширина и протяженность даек колеблются в очень широких пределах (от метров, десятков до первых сотен метров и от нескольких до первых десятков километров соответственно). Мощность силлов иногда достигает 100 м. Сложены интрузивы в основном долеритами и кварцевыми долеритами с преобладающей офитовой и пойкилоофитовой структурами. Для крупных тел характерны шлиры габбро-долеритов, габбро-пегматитов, гранофиров, жилки аплитов и плагиоаплитов. В краевых частях отдельных мощных даек за счет повторного плавления долерита возникли зоны такситовых габбро-долеритов. Основными породообразующими минералами преобладающей группы пород остаются в разной степени серицитизированный плагиоклаз (Ап<sub>66-36</sub>), амфиболизированный клинопироксен (Wo<sub>36-42</sub>En<sub>37-45</sub>Fs<sub>27-19</sub>), окиснорудные минералы, кварц, роговая обманка, калиевый полевой шпат. Подчеркнем, что при переходе к более кислым дифференциатам основность плагиоклаза уменьшается, а железистость клинопироксена увеличивается. В такситовых разностях пород отмечается повышенная доля сульфидов железа и меди с небольшой примесью никельсодержащих фаз.

В петрохимическом отношении породы данной возрастной группы характеризуются достаточно устойчивыми содержаниями петрогенных окислов. В целом для них типичны несколько повышенные кремнекислотность и титанистость, нормальная щелочность при обычном соотношении породообразующих щелочей (см. табл. 2, ан. 5–9). Фигуративные точки составов пород тел на диаграмме SiO<sub>2</sub> – (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) располагаются в основном в поле толеитовой ассоциации. Распределение микрокомпонентов (см. табл. 3) весьма неравномерно и носит сложный характер. Особенно

## Среднее содержание элемеатов-примесей в интрузивных базитах позднедокембрийского возраста, г/т

					Толеит-баз	альтовый ра	сплав					Щелочной
Элемент					Этап	магматизма						зальтовый расплав
	Начальный раннерифей- ский	Pa	ннерифейск	ий		Cp	еднерифейст	сий		Позднерифейско-вендский		
	ľ	2 .	3	4	5	6 .	. 7	8	. 9	10	. 11	12
Ni	61	130	119	36	94	94	. 92	115	138	74	116	95
Co	59.	62	56	28	50	37	51	45	46	. 39	74	58
Cr	256	257	97	11	136	117	156	133	143	61	100	122
· v	195	400	190	240	273	495	290	310	320	250	270	430
Sc	52	43	28	23	42	44	44	38	39	35	64	28
Zn	135	130	144	Не опр.	120	120	124	130	105	140	110	110
' Cu	30	200	48 ,	48	318	240	169	161	1.77	190	240	120
Pb	6,2	3,9	6,6	4,1	4,3	3,3	3,0	6,8	7,1	5,2	: 4,3	2,8
Sn	1,3	2,6	1,6	Не опр.	2,5	2,4	2,0	1,3	0,4	2,3	1,7	2,2
Sr	Не опр.	He onp.	650	>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>	200	Не опр.	87	68	585 <sup>.</sup>	200	Не опр.	460
Ba.	≫	, ≫	870	≫	203	≫	200	93	410	280	≫	360
Rb	17	23	23	≫	ľ4	≫	13	Не опр.	221	. 34	26	35
B	88	26	11,8	15	10,1	8,3	8,7	24,0	18	15	19	37
n	20	15	15	19	15	66	7	12	35	55	61	32

Примечание. Названия пород и их принадлежность соответствуют данным табл. 2.

## Таблица З

.



Рис. 2. Положение фигуративных точек пород тел среднепалеозойских базитов на диаграмме SiO<sub>2</sub> - (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) по данным 71 анализа.

наглядно это проявлено на примере мощных крутопадающих даек, подвергнутых наложенному воздействию потока флюида и частичному плавлению (такситовые габбро-долериты). Образование последних сопровождалось привносом Ni, Cr, Cu, в меньшей степени Co, Pb, Sn и B и ряда других элемен-

тов, причем для Ni, Co, Cr, Zn и В диапазон изменения содержаний весьма значителен вплоть до порядка.

Завершается магматическая деятельность в позднедокембрийское время на Сибирской платформе еще одной вспышкой толеит-базальтового магматизма в позднерифейско-вендское время (763-558 млн лет), которая проявилась в пределах Сетте-Дабанского и Уринского антиклинориев. Одновременно в северо-восточных регионах платформы на Оленекском поднятии и Чекуровской антиклинали происходило поступление щелочного оливин-базальтового расплава, сформировавшего силлы трахидолеритов (см. табл. 2, ан. 12). Это первый (по времени) достоверно установленный на Сибирской платформе магматизм щелочного оливин-базальтового состава. Для толеит-базальтового магматизма преобладающей формой проявления являются силлы, реже дайки. Мощность силлов от первых десятков до первых сотен метров. Сложены интрузивы в преобладающем большинстве мезократовыми кварцевыми габбро-долеритами с призматически-офитовой, реже габбро-офитовой структурами. Породы, как обычно для позднедокембрийских базитов, подвергнуты в различной степени амфиболизации и серицитизации при спорадически проявленной биотитизации и эпидотизации. Основными породообразующими минералами остаются плагиоклаз (An<sub>65-31</sub>), клинопироксен (Wo<sub>29-32</sub>En<sub>40-46</sub>Fs<sub>31-22</sub>, реже Wo<sub>39</sub>En<sub>37</sub>Fs<sub>23</sub>), окиснорудные минералы, кварц, калиевый полевой шпат. Кроме них отмечаются позднемагматическая роговая обманка, биотит, эпидот, кальцит и сфен.

В петрохимическом отношении магматиты позднерифейского – вендского времени образованы расплавами, насыщенными кремнекислотой (см. табл. 2, ан. 10 и 11). Характерно некоторое повышение количества  $K_2O$ , TiO<sub>2</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Содержание MgO в породах различных тел устойчиво, но в целом несколько пониженно. Налицо усиление субщелочной специализации толеит-базальтовой магмы, отраженное в привносе Ti, K и P флюидом. Фигуративные точки состава пород силлов на диаграмме SiO<sub>2</sub> – (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) располагаются в поле толеитов (см. рис. 1). Когда же силлы выполнены существенно серицитизированными разностями пород, то точки их составовов перемещаются в полосу субщелочных базитов, фиксируя привнос щелочей на постмагматической стадии.

Обсуждая геохимические особенности данной возрастной группы базитов, следует подчеркнуть пониженное содержание в них Ni, Cr, Co и V. В ходе постмагматического преобразования вещества вместе с калием привносились Sr, Ba, Li, Rb и, возможно, B.

Обобщая информацию по позднедокембрийским базитам, подчеркнем,

что в подавляющем большинстве они представлены безоливиновыми кварисодержащими габбро-долеритами, в разной степени подвергнутыми вторичным автометасоматическим преобразованиям. Они характеризуются постоянно повышенной кремнекислотностью (см. табл. 1) и обычно содержат (%) 2,2-2,6 TiO<sub>2</sub>; 0,2-0,35 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 0,7-2,0 К,О, а в субщелочных долеритах их концентрации увеличиваются: TiO, до 4,0; P,C, до 0,5; К,O до 4,7. Оба уровня содержания отмеченных компонентов заметно выше их количеств в базитах пермо-триасового возраста, что отражает специфику магматизма в зонах палеорифтогенеза. На диаграмме кремнезем – шелочность (рис. 1) фигуративные точки позднедокембрийских базитов располагаются вблизи линии, разделяющей поля нормальных кварцсодержащих толеитов и базитов субщелочной специализации. По величине отношения Na.O/K.O они имеют преимущественно калиево-натровую специализацию. Рассматриваемые породы в подавляющем большинстве случаев обладают пониженной концентрацией Ni и Cr (см.табл. 2), часто – Со и Sc, а также Cu и Au и повышенной B, Rb, часто – Sr, Li, Sn по сравнению с пермо-триасовыми толеитами областей автономной магматической активизации.

Петрохимическая и геохимическая информация по преобладающей группе позднедокембрийских интрузивных базитов роев даек Сибирской платформы четко указывает на их индивидуальность в сравнении с магматитами траппового формационного типа. Генетически значимые отличия устанавливаются как для продуктов толеит-базальтовой, субщелочной толеит-базальтовой, так и щелочной оливин-базальтовой серий расплавов.

### СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИТЫ

Начиная с раннего кембрия на основной территории Сибирской платформы в магматической деятельности наступило затишье, которое в среднем палеозое на востоке региона сменилось новым циклом тектономагматической активизации. Начало этого процесса обусловлено заложением в девоне рифтогенных структур, характеризующихся формированием грабенообразных прогибов и сопровождавшихся интенсивным основным магматизмом в различном фациальном проявлении. Сопоставление структурного плана позднедокембрийского и среднепалеозойского палеорифтогенеза показывает их значительное несоответствие друг другу по расположению палеорифтовых построек. Лишь часть палеорифтовых зон (Предверхоянская и Сетте-Дабанская) обнаруживает некоторые черты унаследованности, к тому же среднепалеозойские палеорифтовые системы отличаются от позднедокембрийских меньшей степенью разветвленности [14] и более мощными проявлениями базитового магматизма. В результате в современных восточных частях Сибирской платформы формировались секущие и пластовые гипабиссальные интрузивы, трубчатые, лавовые и туфовые образования базитового состава среднепалеозойского (D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>) возраста.

В структурах Вилюйской палеорифтовой системы можно предположить следующую последовательность магматической деятельности. Начиналась она с формирования силловой и дайковой ассоциации, затем ведущим стал процесс дайкообразования, который, в свою очередь, сменился мощной эффузивной деятельностью и формированием эруптивных аппаратов.

Наиболее крупными палеорифтовыми структурами среднего палеозоя в пределах восточных окраин платформы являются Вилюйская, Сетте-Дабанская палеорифтовые системы, Оленекское палеорифтовое ответвление Предверхоянского палеорифта. Дайки в виде протяженных на сотни километров поясов сконцентрированы на плечевых частях депрессий. Например, Вилюйско-Мархинский и Чаро-Синский дайковые пояса располагаются по бортам палеорифтовой системы. Отдельные дайки и их мелкие рои приурочены к центриклинальному замыканию палеорифтовых систем. Для той же структуры – это Контайско-Джербинская зона, располагающаяся в ее осевой части. Пластовые базитовые интрузивы локализовались в нижнепалеозойской толще на бортах палеорифтовых построек, а также в их депрессиях. Они наблюдались в Нюйско-Джербинской впадине, прослежены скважинами к северу от нее, отмечены и в Березовской впадине.

В петрохимическом отношении среднепалеозойские базиты принадлежат к производным субщелочного и нормального толеит-базальтового расплава. Субщелочная природа толеит-базальтового расплава в среднепалеозойских палеорифтовых структурах проявилась более отчетливо, чем в позднедокембрийских базитах, тогда как максимальное насыщение щелочами в них близко. Как среди первых, так и среди вторых появляется свсеобразная группа высокотитанистых субщелочных габбро-долеритов с низкими содержаниями кальция и магния (табл. 2, ан. 4; табл. 4, ан. 7, 8).

Типичные продукты щелочного оливин-базальтового состава в среднем палеозое, как и в случае позднедокембрийских базитов, проявились в его завершающую стадию в Сетте-Дабанской, Предверхоянской (Чекуровская антиклиналь) и, возможно, Вилюйской (лавы и дайки наманинского комплекса) палеорифтовых системах.

Принимая во внимание особенности геодинамического режима магматизма палеорифтовых систем и наличие в составе магматитов большого объема пород субщелочного толеит-базальтового состава, среднепалеозойские базиты не следует включать в состав трапповой формационной группы, а необходимо относить к формационной группе толеитов и субщелочных толеитов палеорифтовых зон.

Среднепалеозойские базиты по месту проявления и преобладающему типу магматитов объединены в ряд комплексов: жаровский, олекминский, юдомо-майский и др. Наиболее типичными представителями базитов среднего палеозоя служат магматические образования вилюйскомархинского комплекса, развитые по северо-западной периферии Вилюйской палеорифтовой системы.

Среднепалеозойский возраст магматических образований доказывается как прямыми геологическими данными (позднедевонский – раннекарбоновый возраст эффузивов, перекрытие отдельных даек пермо-триасовыми силлами долеритов), так и многочисленными определениями абсолютного возраста K-Ar методом, значения которых колеблются от величины 301±9 до 404±10 млн лет.

Дайки, силлы, хонолиты, трубки взрыва среднепалеозойских базитов распространены среди карбонатных отложений кембрия, ордовика и реже силура. Толщина даек изменяется от 6-8 до 80 м, протяженность достигает первых десятков километров. Максимально установленная мощность силлов 120-140 м, а суммарная мощность лавовых потоков по данным бурения – сотни метров [1].

По особенностям вещественного состава, зафиксировавшим основные тенденции эволюции базальтовой магмы в докамерный и внутрикамерный этапы, выделяются следующие типы базитовых тел: тела офитовых и призматически-офитовых габбро-долеритов, дайки пятнисто-пойкилоофитовых габбро-долеритов, интрузивы такситоофитовых габбро-долеритов, трещинные интрузивы призматически-офитовых габбро-долеритов с обособлениями анортозитовых габбро-долеритов, дайки субщелочных габбро-долеритов, трубки взрыва, выполненные базальтовыми туфобрекчиями, лавы толеитовых и палагонитовых базальтов. Все габбро-долериты являются кварцсодержащими.

Компонент		Субщелочной толеит-базальтовый расплав												
	, <b>1</b> ° - ,	2	. 3	4	5	6	7	8	9	10				
SiO <sub>2</sub>	46,53	48,34	49,20	49,24	48,54	48,13	49,93	50,25	44,25	46,76				
TiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,06 13,60	2,80 13,02	3,09 14,52	2,25 14,11	3,94 12,46	1,80 13,91	3,48 15,15	2,99	4,48 13,71	3,84 13,70				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO	5,13 9,01	4,32 10,51	5,02 8,84	4,14 9,41	4,77	5,41 9,05	4,96 7,73	3,37 10,86	5,22 9,65	6,59 9,01				
MnO MgO	0,17 6,50	0,18	0,18 4,38	0,19	0,18 4,82	0,24 6,40	0,09 4,43	0,19	0,19	0,28				
CaO	7,53	9,76	3,94	10,03	8,63	10,40	7,35	6,78	9,54	8,04				
K <sub>2</sub> O	2,18	1,11	1,76	0,88	1,23	0,74	1,93	2,78	1,11	1,37				
$P_2O_5$ $H_2O^+$	0,63 2,75	0,50	0,46 0,88	0,27 1,35	0,67	0,19 1,58	0,98 0;94	0,91	0,50 2,25	0,70				
n	12 .	33	45	42	24	23	5	3	16	7				

Средний жимический состав интрузивных базитов среднепалеозойского возраста, %

Примечание. 1 — субщелочные плагиодолериты Молодинского дайкового пояса Оленекского палеорифта; 2 — призматически-офитовые габбро-долериты Вилюйско-Мархинского дайкового пояса и 3 — дайки кварцевых габбро-долеритов Чаро-Синского пояса Вилюйской палеорифтовой системы; 4 — габбро-долериты силлов, локализованных в Предпатомском краевом прогибе; 5 — дайки габбро-долеритов Куойкской зоны Оленекского палеорифта; 6 — габбро-долериты интрузивов Сетте-Дабанской палеорифтовой системы; 7, 8 — субщелочные габбро-долериты Чимидиканского (7) и Наманинского (8) комплексов Вилюйской палеорифтовой системы; 9, 10 — трахидолериты Чекуровской антиклинали Верхоянского (9) и Сетте-Дабанского (10) палеорифтов.

Таблица 4

Интрузивы среднепалеозойских базитов характеризуются слабо проявленными процессами внутрикамерной дифференциации, и, как правило, в Конкретном теле присутствует одна разность пород. Исключение составляют объекты, сформированные из расплава, длительно эволюционирующего в докамерной глубинной обстановке, в результате анортозитовой или монцонитоидной дифференциации. Так, в случае монцонитоидной дифференциации, проявляющейся на Чаро-Синском плече Вилюйского палеорифта в форме многократных даек, в них наблюдается следующая последовательность пород: кварцевые габбро-долериты – субщелочные кварцевые габбро-долериты – кварцевые монцонит-порфиры – кварцевые сиенитпорфиры.

Рамповые зоны в среднепалеозойских палеорифтовых постройках проявлены менее четко, хотя специфика их динамической обстановки фиксируется в появлении пород плагиодолеритового ряда. Последние известны, в частности, в Молодинском дайковом поясе Оленекской палеорифтовой системы и в северо-западном обрамлении Вилюйско-Мархинского дайкового пояса. Магматиты этих тел более глиноземистые и содержат больше калия и натрия, чем базиты даек внутрикамерной части плечевых зон палеорифтовых систем (см. табл. 4, ан. 1). Особенность состава плагиодолеритов – широкое развитие в них некрупных порфировых выделений плагиоклаза лабрадорового состава (An<sub>71-63</sub>). Кроме плагиоклаза фенокристаллы представлены оливином и октаэдрами хромистого (до 1,2 % Сг) титаномагнетита. Клинопироксен (Wo39\_37En39\_37Fs25\_23) и плагиоклаз (An<sub>67\_57</sub>) внутрикамерного этапа кристаллизации формируют призматически-офитовый рисунок структуры пород. Постоянны оливин (Fa<sub>36-52</sub>), окиснорудные минералы, биотит, характерно отсутствие кварца и роговой обманки.

Среди среднепалеозойских базитов повсеместно распространены габбро-долериты и кварцевые габбро-долериты призматически-офитового, реже пятнисто-пойкилоофитового и такситоофитового облика. Особенность пород – устойчивое присутствие в них позднемагматического кварца, количество которого может достигать 5-6 об. %. Практически повсеместно габбро-долериты содержат обычно небольшое количество протокристаллов битовнита (An<sub>88-80</sub>), хризолита-гиалосидерита (Fa<sub>21-35</sub>) и реже магнезиального клинопироксена (Wo<sub>35-37</sub>En<sub>54-52</sub>Fs<sub>11-12</sub>). Наиболее существенная доля (18-25 об. %) ранней ассоциации породообразующих минералов в анортозитовых габбро-долеритах. Внутрикамерный парагенезис этих пород включает плагиоклаз (An<sub>78-44</sub>), авгит (Wo<sub>43-37</sub>En<sub>49-41</sub>Fs<sub>15-21</sub>), гортонолит (Fa<sub>39-56</sub>), окиснорудные минералы и апатит. Характерны типичные для среднепалеозойских базитов обыкновенная роговая обманка, биотит, калиевый полевой шпат. Количество последних минералов вместе с кварцем иногда достигает 15-17 %.

Как уже упоминалось, среди перечисленных разностей пород встречаются редкие дайки субщелочных габбро-долеритов. К ним относятся тела Чимидиканского роя даек, формирующие одноименный комплекс в северной части Вилюйско-Мархинского дайкового пояса и, по-видимому, дайки Наманинского комплекса на борту Сарсанской впадины, входящей в Вилюйскую палеорифтовую систему. Выполнены они лабрадор-олигоклазом, слаботитанистым авгитом, гортонолитом, окиснорудными минералами, роговой обманкой, калиевым полевым шпатом, кварцем, апатитом. По петрохимическим признакам (см. табл. 4, ан. 7, 8) их следует относить к производным существенно субщелочного толеит-базальтового расплава метамагматически ощелоченного. Субщелочные габбро-долериты принад-

Таблица 5

#### Средние содержания элементов-примесей в базитах среднепалеозойского возраста, г/т

Элемент			Толеит-б	азальтовы	й расплав			Щелочної базальтовь	й оливин- ый расплав
	1	2	3	4	5	6	7	9	10
Ni	103	80	52	101	66	145	49	84	86
Co	50	51	28	44	46	58	52	38	72
Cr	119	110	54	152	70	66	71	77	104
V I	380	400	280	260	460	230	395	350	220
Sc	33	41	29	37	31	47	29	33	46
Zn	160	156	115	121	240	119	Не опр.	85	160
Cu	Не опр.	270	268	192	Не опр.	270	55	47	340
РЪ	42,0	5,0	5,4	3,8	21	3,6	6,0	2,3	8,7
Sn	1,6	2,6	3,0	2,4	5,9	2,4	3,3	2,3	8,0
Sr	750	930	570	312	Не опр.	Не опр.	295	Не опр.	Не опр.
Ba	440	250	450	270	≫	≫	180	≫	≫
Li	39	17	34	Не опр.	>	10	12	≫	14
Rb	42	27	16	≫	> ≫	8,1	57	≫	39
B	18	11	17	6,1	4,9	8,4	8,4	35	8,8
n	40	144	76	55	21	30	8	25	53

Примечание. Названия пород и их принадлежность соответствуют данным табл. 4.

лежат к группе насыщенных кремнекислотой пород, обладают повышенными количествами титана, щелочей и низкими магния и кальция, что сближает их с однотипными позднедокембрийскими субщелочными габбро-долеритами (см. табл. 2, ан. 4).

Анализ особенностей химического состава преобладающей группы тел базитов (см. табл. 4, ан. 2-6) различных среднепалеозойских палеорифтовых построек восточной части Сибирской платформы показывает, что главнейшие петрохимические черты выдержаны и устойчиво отличны от таковых пермо-триасовых базитов траппового формационного типа. За исключением субщелочных плагиодолеритов Молодинского дайкового пояса, все остальные базитовые тела образованы расплавом, насыщенным кремнекислотой, имевшим повышенные содержания Ті, К и Р (на что ранее обращал внимание В.Л. Масайтис [4, 6]), относительно высокую степень окисленности железа, пониженную кальциевость при умеренной или несколько уменьшенной магнезиальности. Магматиты Молодинского дайкового пояса обладают почти всеми названными признаками химизма и дополнительно имеют суммарно еще более высокую общую щелочность. Отмеченные петрохимические черты, несомненно, фиксируют палеорифтовую природу магматизма и связанное с ним более интенсивное проявление флюидного привноса и перераспределения вещества. Шелочная специализация средних составов отдельных даек – результат в основном метамагматического преобразования первично лишь субщелочного толеитбазальтового расплава за счет привноса калия. На диаграмме кремнезем сумма щелочей (см. рис. 2) фигуративные точки среднепалеозойских базитов располагаются приблизительно поровну как в поле нормативно кварцсодержащих толеитов, так и в полосе базитов субщелочного состава. По величине отношения Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O они имеют преимущественно калиевонатровую специализацию.

Содержание элементов-примесей в рассматриваемых базитах в отличие от петрогенных окислов имеет свой более ярко выраженный характер для той или иной палеорифтовой системы и даже для конкретного дайкового пояса (табл. 5). Это обусловлено спецификой флюидно-магматического взаимодействия вещества в разных зонах и продолжительностью докамерной эволюции расплава в каждом конкретном случае. Общим же для магматитов среднепалеозойского возраста является 1,3–3,0-кратное обеднение Ni, Cr, Sc, иногда Co, по сравнению с базитами пермо-триасового возраста, 2–4-кратное обогащение Sr, V, 1,3–2,0-кратное увеличение Li и Rb.

Как уже отмечалось, наряду с нормальным и субщелочным толеитбазальтовым расплавом в некоторые структуры в заключительную стадию среднепалеозойского рифтогенеза поступал щелочной оливин-базальтовый расплав. Производные последнего распространены крайне ограниченно. К ним относятся дайки и силлы трахидолеритов Сетте-Дабанской и Оленекской палеорифтовых построек (см. табл. 4, ан. 9, 10), а также, возможно, и трахидолериты Наманинского комплекса борта Сарсанской впадины Вилюйской палеорифтовой системы.

Завершая характеристику среднепалеозойских базитов, подчеркнем, что отмеченные петрохимические и геохимические особенности базитов среднепалеозойских палеорифтовых систем имеют больше черт сходства с позднедокембрийскими базитами и существенно отличаются от базитов областей автономной (площадной) магматической активизации траппового формационного типа.

### ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ – РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ МАГМАТИТЫ

Следующий цикл тектономагматической активизации Сибирской платформы захватил конец раннего палеозоя и начало мезозоя. Он обусловил расчленение плиты на крупные геоблоки, составляющие основу ее современного структурного плана. Процесс сопровождался контрастными вертикальными перемещениями, формированием трапповых синеклиз в условиях рассеянного спрединга и мощной магматической деятельностью в относительно коротком промежутке времени. Сибирская платформа – крупнейшая в мире провинция, образованная платобазальтами и разнообразными долеритами и габбро-долеритами режима автономной магматической активизации древних платформ. Ни на одной из древних платформ трапповые ассоциации в отличие от базитовых комплексов палеорифтогенеза не проявлялись более чем в один тектономагматический цикл. Геологический возраст их в каждом регионе свой. Последнее свидетельствует о случайном катастрофическом сочетании процессов, благоприятствующих условиям внедрения огромных объемов относительно малоглубинных толеит-базальтовых магм.

На Сибирской платформе магматическая деятельность в позднепалеозойско-раннемезозойский тектономагматический цикл в северных ее частях в зоне сочленения Тунгусской синеклизы и Енисейско-Хатангского прогиба началась внедрением щелочного оливин-базальтового расплава. Магмоконтролирующими здесь были Туруханско-Хантайская и Енисейско-Хатангская окраинно-континентальные зоны глубинных разломов. Интервал проявления магматизма данного типа небольшой и отвечает позднепермскому времени, предшествуя становлению тел траппового формационного типа (см. табл. 1). В результате магматической деятельности сформировались силлы трахидолеритов, лавы трахибазальтов, трахидолерито-базальтов, туфы и туффиты, распространенные от района плато Хараелах на севере до бассейна р. Сухой Тунгуски на юге, объединенные в Ергалахский комплекс. Их принадлежность к группе нормативно-нефелинсодержащих пород зафиксирована в химическом составе трахидолеритов (табл. 6, ан. 9).

Затем в пермо-триасовое время магматическая деятельность охватила

										· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
Компо- нент		Тол	еит-базаль	товый ра		Пикрит товый р	базаль- расплав	Щелочной оливин- базальтовый рас- плав		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	49,25	49,10	48,62	48,36	48,73	50,21	45,48	44,06	46,46	43,87
TiO2	1,55	1,50	1,45	0,97	1,00	3,39	1,00	0,71	3,49	6,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,31	14,22	16,51	14,99	15,74	13,92	7,99	14,81	14,37	10,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,38	4,91	3,23	2,74	2,11	2,79	2,62	4,51	3,28	4,89
FeO	8,67	8,01	8,46	8,77	9,20	10,68	10,91	8,77	11,57	10,14
MnO	0,20	0,17	0,15	0,18	0,18	0,22	0,14	0,14	0,Ż0	0,19
MgO	5,95	6,93	5,98	9,21	8,47	3,67	21,84	10,84	3,52	6,13
CaO	10,69	10,91	10,99	11,30	10,82	7,06	6,29	9,85	7,65	10,04
Na <sub>2</sub> O	2,52	2,31	2,48	2,00	2,09	3,32	1,28	1,26	4,15.	2,71
К <sub>2</sub> О	0,70	0,43	0,66	0,49	0,39	2,30	0,39	0,66	2,86	1,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,23	0,19	0,11	0,08	0,77	0,10	0,24	1,29	0,94
$H_{2}O^{+}$	0,98	0,99	1,55	0,68	1,30	1,66	1,75	4,04	1,04	2,47
n	57	16	36	83	29	11	20	54	12	11

Средние химические составы базитов пермо-триасового возраста, %

Примечание. 1 — долериты и габбро-долериты, восточный борт Тунгусской синеклизы; 2 — то же, северо-восточный борт Анабарской антеклизы; 3 — габбро-долериты и анортозитовые габбро-долериты, Амовский интрузив; 4, 5 — интрузивы, сформированные из толеит-базальтового расплава повышенной магнезиальности с самородным железом: 4 — Джалтульский, северозапад платформы, 5 — Хунгтукунский, северо-запад Анабарской антеклизы; 6 — титан-авгитовые долериты, северо-запад платформы; 7 — Нижне-Фокинский интрузив, северо-запад платформы; 8 — интрузив Норильск-I, северо-запад платформы; 9 — трахидолериты, северо-запад платформы; 10 — трахидолеритовые порфириты, Билиро-Уджинское поднятие.

практически всю платформу, когда внедрялись преимущественно расплавы толеит-базальтового состава, образующие породы траппового формационного типа, при подчиненной роли среди них пикрит-базальтовой магмы, из которой сформированы рудоносные и безрудные интрузивы высокомагнезиальных базитов, а также отдельные покровы пикритовых базальтов на северо-западе платформы. Магмоподводящими в это время служили окраинно-континентальные зоны глубинных разломов, зоны глубинных разломов, заложенных по бортам синеклиз, например Ахтарандинская на востоке, Ангаро-Ленская на юге и Имангдино-Летнинская на северо-западе Тунгусской синеклизы, а также рои расколов, образующиеся при формировании трапповых синеклиз в условиях рассеянного спрединга.

Пермо-триасовый возраст данных магматитов однозначно подтверждается как прямыми геологическими данными (положение интрузивов в отложениях не моложе нижнего триаса, триасовый возраст эффузивов и туфов, перекрытие отдельных тел юрскими отложениями), так и многочисленными (несколько сотен) определениями абсолютных датировок калийаргоновым методом, основные значения которых укладываются в интервал 282±7–210±1 млн лет.

Начиналась магматическая деятельность формированием силловой (преимущественно) и дайковой ассоциаций, затем ведущей становится интрузивно-эффузивная деятельность с излиянием огромного объема лавового материала, с образованием эруптивных аппаратов, с накоплением туфогенно-осадочной толщи. Наиболее интенсивно магматизм проявился в Тунгусской синеклизе. Поступление базитовых расплавов также происходило вдоль северного борта Анабарской антеклизы и окраинно-континентальным зонам глубинных разломов (Хатангско-Романихинской и Молодо-Попигайской). В случае Тунгусской синеклизы зоны глубинных разломов по ее бортам поставляли колоссальные объемы толеит-базальтовой магмы, из которой формировались многоярусные гипабиссальные интрузии, уходящие на многие десятки и даже сотни километров от магмоподводящих зон. Вблизи последних мощность таких интрузий достигает 500 м с постепенным ее уменьшением к фронтальным частям залежей до 10–15 м. Дайки в данном случае обычно представляют собой магмоподводящие каналы силлов и в целом немногочисленны. Многоярусные силлы суммарной мощностью в несколько сотен метров вскрыты буровыми работами также в палеозойском чехле по бортам синеклизы.

Интрузивная деятельность сменяется в триасе интрузивно-эффузивной. В ходе ее формируется мощный лавовый плащ начиная от северных окраин платформы до широты среднего течения р. Ниж. Тунгуски. Параллельно накапливается мощная туфогенно-осадочная толща, достигающая максимальных величин по периферии лавового потока, и происходит внедрение интрузий. К бортам синеклизы мощность пирокластической толщи заметно уменьшается, но существенно возрастает ее насыщенность многочисленными дайками (имеющими неправильную форму), субповерхностными силлами (часть из которых венчалась эруптивными аппаратами) и маломощными лавовыми потоками. Эту полифациальную магматическую ассоциацию предлагается объединить в нерасчлененный тунгусский интрузивно-эффузивный комплекс.

Завершился пермо-триасовый тектономагматический цикл в позднем триасе на северо-востоке платформы в Анабаро-Уджинском районе поступлением вновь щелочного оливин-базальтового расплава, сформировавшего дайкообразные и штокообразные тела порфировых трахидолеритов чимаринского комплекса (см. табл. 6, ан. 10). Он непосредственно не связан с формированием трапповых синеклиз и скорее всего обусловлен магматической активностью на плече погруженной под мезо-кайнозойскими отложениями Таймырской (?) палеорифтовой системы.

В петрохимическом отношении трапповые магматиты в подавляющем большинстве представлены расплавом толеит-базальтового состава с несколько различающейся стеленью щелочности, железистости и магнезиальности. Пикрит-базальтовой серией расплавов сформированы рудоносные (табл. 6, ан 8) и безрудные (табл. 6, ан. 7) дифференцированные трапповые интрузии Норильского района. Здесь магмоподводящие разломы, располагаясь на периферии платформы, имели более глубокое заложение и поэтому поставляли более глубинную магнезиальную магму. Внедрению этого типа расплава предшествовали проявления обычного толеит-базальтового магматизма, которые продолжались и позже. Магматиты магнезиального состава образуют единый комплементарный ряд с породами трапповых интрузивов, нормальных по режиму щелочности и магнезиальности. В целом решающая роль в предопределении петрохимических особенностей пород траппового типа принадлежала процессам исходного магмообразования, которое в условиях платформенного режима обеспечило появление лишь нормальной толеит-базальтовой, а по ее периферии крайне локально проявились продукты пикрит-базальтовой серии. Этим базитовый комплекс трапповых синеклиз отличается от более пестрой гаммы основных пород магматизма палеорифтовых зон древних платформ.

Вещественный состав трапповых синеклиз Сибирской платформы в отличие от состава базитов древних палеорифтовых систем достаточно детально исследован и описан в многочисленных публикациях, начиная с работы В.С. Соболева [13]. С учетом петрографических особенностей пород, зафиксировавших основные тенденции эволюции базальтового расплава в докамерный и внутрикамерный этапы, петрохимической специализации магмы, обусловленной процессами исходного магмообразования, и специфики динамической обстановки магматизма выделяются типы базитовых тел, объединенных в ряд магматических комплексов.

Петрографические исследования позволили выделить следующие наиболее типичные типы базитовых тел: недифференцированные и слабо дифференцированные интрузивы долеритов, оливиновых долеритов и габбро-долеритов; дифференцированные интрузивы с размахом дифференциации от троктолитовых габбро-долеритов до гранофиров; интрузивы с анортозитовой тенденцией дифференциации, сложенные долеритами, оливиновыми габбро-долеритами и анортозитовыми габбро-долеритами; интрузивы повышенно-магнезиальных габбро-долеритов с непромышленной сульфидной и самородно-металлической минерализацией, размах дифференциации которых от долеритов и габбро-долеритов до пикродолеритов и плагиоклазитов; интрузивы субщелочных долеритов и титанавгитовых долеритов; магнезиальные рудоносные и безрудные дифференцированные интрузивы с диапазоном дифференциации от пикритовых до безоливиновых габбро-долеритов, интрузивы микродолеритов.

Среди магматитов трапповой формационной группы наиболее распространены недифференцированные и слабо дифференцированные интрузивы. Магма большинства из них после ухода из зоны магмогенерации не испытала заметных преобразований. Все разнообразие пород, слагающих эти тела, в основном обусловлено процессами внутрикамерной дифференциации, размах которой в большей мере зависит от объема поступившего расплава и мощности залежи. Доминирующие породы долериты и габбро-долериты, содержащие переменное количество оливина, с преобладающими пойкилоофитовой, офитовой, реже габбро-офитовой структурами. Для них характерно отсутствие кварца (за исключением поздних внутрикамерных дифференциатов, слагающих пегматоидные шлиры) и незначительное (сотые доли процента) содержание апатита. Такие позднемагматические минералы, как биотит, роговая обманка, сфен, типичные для базитов палеорифтовых систем, в долеритах трапповых интрузивов практически отсутствуют. В случае мощных тел (дифференцированные интрузии) в ходе внутрикамерного фракционирования за счет гравитационного осаждения оливина в нижних частях залежей формируются горизонты троктолитовых габбро-долеритов с содержанием оливина до 12-15 %, а на заключительных стадиях их становления образуются шлиры пегматоидных габбро-долеритов, феррогаббро и гранофиров. Практически повсеместно в рассматриваемых интрузивах долериты и габбро-долериты содержат незначительное количество протокристаллов плагиоклаза битовнитового состава (An<sub>82-92</sub>, очень редки An<sub>95-92</sub>) и хризслит-гортонолита (Fa<sub>28-32</sub>), кристаллизация которых осуществлялась в ходе перемещения магматического расплава в магмопроводнике. Внутрикамерный парагенезис включает плагиоклаз  $(An_{67-20}),$ авгит (Wo<sub>41-38</sub>En<sub>47-36</sub>Fs<sub>23-15</sub>), железистость которого в долерит-пегматитах максимальна (Wo35En27Fs38), ромбический пироксен (Fs35-45), оливин (Fa<sub>35-60</sub>, а в породах шлиров – Fa<sub>65-83</sub>), титаномагнетит.

Особую группу представляют интрузивы, расплав которых прошел анортозитовую тенденцию дифференциации. К ним также относятся норильские рудоносные интрузии. Основной причиной появления в них анортозитовых разностей пород являются остановка расплава, смена режима растяжений на сжатие, реализующихся во внешних частях магмоактивных зон периферии синеклиз в условиях рассеянного спрединга. Зародившаяся базальтовая магма на пути в камеру интрузива в обстановке сжатия задерживается в приграничных с корой участках верхней мантии и эволюционирует в этом промежуточном очаге при параметрах T=1350-1500 °C, P=10-12 кбар, т.е. на глубине 35-40 км,  $f_{O_2}=10^{-12}$  бар [8]. Эволюционирующий в таких условиях расплав независимо от особенностей его первичного состава достигает стадии образования высокоглиноземистой магмы (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 22-23 %) за счет удаления из нее ранних магнезиальных фаз (форстеритхризолита, магнезиального граната, хромшпинелида).

Эволюция расплава в глубинном промежуточном очаге сопровождалась кристаллизационной пифференцианией магмы, активным взаимодействием ее с веществом интрателлурического восстановительного флюида, транспортировавшего из области исходного магмообразования ряд элементов, прежде всего халькофильных. Вследствие такого взаимодействия система преобразуется из типично магматической во флюидномагматическую. В ней широко проявляются процессы металлизации, обусловливающие металл-силикатную ликвацию, а возрастание активности серы в трансмагматическом флюиде обеспечивает сульфид-силикатную ликвацию и сульфуризацию ранее выделившейся металлической фазы. В ходе последующего перемещения расплава к гипабиссальному уровню и началу массовой кристаллизационной дифференциации к гравитационному и флотационному разделению вещества добавляется его дифференциация на основе синнезиса. При поступлении полифазового магматического субстрата в гипабиссальную камеру формируются тела с обособлениями анортозитовых габбро-долеритов. Последние – неотъемлемый петрографический признак реализации кратко рассмотренного пути дифференциации. Петрографические особенности таких пород фиксируют раннюю стадию кристаллизации, что отражается в появлении неравновесной ассоциации породообразующих и акцессорных минералов: анортит-битовнита (An<sub>100-78</sub>), форстерит-хризолита (Fa<sub>8-16</sub>), магнезиального граната, хромшпинелида, муассанита, корунда и ряда самородных и интерметаллических соединений. Внутрикамерный парагенезис пород этих тел типичен для образования траппового формационного типа.

В геохимическом отношении подобная эволюция обусловливает снижение в базальтовом расплаве общего количества Fe и Mg, рост его глиноземистости и известковистости при относительном увеличении железистости (см. табл. 6, ан. 3). Имеет место привнос в расплав флюидом калия, а вместе с ним и ряда литофильных примесных элементов (Rb, B, U, реже Th). Важнейшая геохимическая особенность вещества, претерпевшего анортозитовую тенденцию дифференциации, – динамичное поведение в нем халькофильных элементов, а также Ni и Co, проявляющих халькофильные свойства в обстановке высокой активности серы.

Окраинно-континентальная зона разломов вдоль северо-западной периферии платформы была магмоконтролирующей для толеит-базальтовых магм повышенной магнезиальности, сформировавших интрузивы с локально проявленной сульфидной и самородно-металлической минерализацией [12]. До прихода магмы в камеру интрузива она испытала интенсивное преобразование, сопровождающееся кристаллизационной дифференциацией и флюидно-магматическим взаимодействием расплава с компонентами глубинного восстановительного флюида. Судя по специфике состава раннемагматических породообразующих минералов (хризолита и гиалосидерита, битовнита, шпинелидов, гранатов и др.), кристаллизация базальтового расплава началась в мезоабиссальной (около 10 кбар) и интенсивно продолжалась в менее глубинной обстановке в ходе медленного подъема магматической колонны.

Метамагматическое взаимодействие силикатного вещества с восстановительным флюидом обусловливает повышение температуры до 1400 °С и снижение окислительного потенциала флюидно-магматической системы, что приводит к формированию металлических и карбидных фаз. Наиболее важная роль здесь принадлежит металлическому железу, образованному при частичном переходе его в самородную форму из оксидной и силикатной.

Совокупность реализации докамерной эволюции расплава и внутрикамерной дифференциации обусловила разнообразие пород, слагающих интрузивы повышенно-магнезиального типа: от безоливиновых долеритов до пикритовых габбро-долеритов, плагиоклазитов и метасоматитов. В Джалтульском интрузиве также появляются горизонты габбро-диоритов и диорит-монцонитов, обильные линзы пегматоидов. Преобладающая группа пород этих интрузивов имеет такситовое сложение с доминированием пойкилоофитовой структуры в сочетании с офитовой и реже габбро-офитовой. При переходе к наиболее насыщенным оливином разностям пород взаимоотношение основных породообразующих минералов приобретает пойкилитовый характер.

Ранняя докамерная ассоциация основных породообразующих минералов представлена анортит-битовнитом ( $An_{97-74}$ ), хризолитом ( $Fa_{23-35}$ ) и магнезиальным авгитом ( $Wo_{38-42}En_{48-41}Fs_{18-15}$ ). Внутрикамерный парагенезис включает лабрадор-андезин ( $An_{75-35}$ ), клинопироксен ( $Wo_{38-42}En_{48-41}Fs_{18-15}$ ), оливин ( $Fa_{35-44}$ ), ромбический пироксен ( $Fs_{25-33}$ ). Следует подчеркнуть крайне низкое содержание в габбро-долеритах окиснорудных минералов (0,5-2,2~%), неподверженность фемических минералов пост- и позднемагматических минералов. При переходе к наиболее кислым дифференциатам железистость темноцветных минералов повышается, основность плагиоклаза снижается, вначале появляются и затем становятся ведущими в габбро-диоритах и монцонитоидах такие минералы, как кварц, апатит, ортоклаз, микропегматитовый агрегат.

Как следует из особенностей петрохимического состава пород интрузивов с сегрегациями самородного железа, они образованы толеит-базальтовым расплавом несколько повышенной магнезиальности, с пониженной железистостью и титанистостью (см. табл. 6, ан. 4, 5). Содержание Ni, Co, Cr нестабильно и в значительной мере зависит от наличия минералов-концентраторов. В магматитах интрузивов понижена доля халькофильных элементов (Cu, Pb, Sn), бора и ванадия (табл. 7, ан. 4, 5).

Крайне редкую группу среди тел траппов Сибирской платформы составляют интрузивы с субщелочной толеит-базальтовой специализацией. К ним относятся амфиболизированные габбро-долериты северо-запада платформы, субщелочные долериты восточного борта Тунгусской синеклизы, а также титан-авгитовые долериты северо-запада региона, приуроченные к Имангдино-Летнинской зоне глубинных разломов. Последние, например, образуют интрузивы долеритов с пойкилоофитовой, реже веерообразной структурой. Основные породообразующие минералы их – плагиоклаз ( $An_{57-48}$ ), розовато-бурый титанистый авгит ( $Wo_{41}En_{38-39}Fs_{20-21}$ ), титаномагнетит и апатит. Велика в них доля (12-17%) мезостазиса, выполненного актинолитом, хлоритом, кварцем и кальцитом. Внедрению титанавгитовых долеритов предшествовало появление тел трахидолеритов ергалахского комплекса. Титан-авгитовые долериты в минералогическом

Таблица 7

#### Средние содержания элементов-примесей в базитах пермо-триасового возраста, г/т

Эле- мент		Тол	еит-базаль:	говый расг	ілав		Пикрит-ба раст	зальтовый ілав	Щелочной оли- вин-базальтовый расплав	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ni Co Cr V Sc Zn Cu Pb Sn Sr Ba	147 53 175 340 43 145 190 3,1 1,8 139 118	2 160 55 278 301 44 134 He onp. 27,3 1,8 He onp. ≫	99 42 245 255 43 87 148 29 1,7 He onp. ≫	130 48 380 260 48 73 100 4,8 1,4 230 78	245 54 380 255 38 97 136 3,2 1,3 He onp. ≫	14 31 14 260 29 98 31 6,2 2,4 455 645	1460 98 1650 198 20 111 111 2,0 1,1 269 347	0 1400 100 1550 350 He onp. ≫ 1860 He onp. ≫ ≫	12 31 18 108 13 214 35 15 4,8 565 1130	137 48 207 410 19 134 150 9,1 5,9 1660 590
Li	7	≫	10	Не опр.	≫	16	Не опр.	. ≫	25	Не опр.
Rb	17	≫	18	13,6	≫	66	≫	≫	66	>
B	2,6	7,0	26	2,2	2,3	5,9	3,7	≫	22	5,7
n	32	81	91	33	91	27	60		12	21

Примечание. Названия пород и их привязка соответствуют данным табл. 6.

и в петрохимическом отношении обладают элементами сходства со субщелочными долеритами палеорифтовых систем (см. табл. 2, ан. 4; табл. 4, ан. 7, 8; табл. 6, ан. 6). Как те, так и другие характеризуются повышенными содержаниями титана, фосфора, суммарного железа, щелочей и особенно калия, низкими величинами кальция и магния. В них также резко понижено количество Ni, Co, Cr и менее ощутимо V.

Обобщая петрохимическую информацию по интрузивным базитам трапповых синеклиз, подчеркнем, что во всех магмоактивных зонах резко доминируют интрузивы, образованные нормальным толеит-базальтовым расплавом (см. табл. 6, ан. 1, 2). Решающая роль в предопределении петрохимических и геохимических особенностей их вещества принадлежит процессам исходного магмообразования. Лишь небольшую группу тел сформировали расплавы, претерпевшие длительную эволюцию после ухода их из областей магмогенерации. Анализ диаграмм  $SiO_2 - (Na_2O+K_2O)$  показывает, что преобладающее число фигуративных точек пород трапповых интрузивов располагается в поле толеитов (рис. 3) и лишь породы объектов с четко выраженной субщелочной специализацией попадают в пригранич-



Рис. 3. Положение фигуративных точек пород тел базитов позднепалеозойского раннемезозойского возраста на диаграмме SiO<sub>2</sub> — (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) по данным 135 анализов. Точки — породы доминирующей группы тел базитов траппового формационного типа, треугольники — базиты пикрит-базальтовой серии расплава, кружки — субщелочные титан-авгитовые долериты (I, II — поля трахидолеритов Ергалахского (II) и Чимаринского (II) комплексов). ную зону поля субщелочных базитов. Как уже подчеркивалось, отличительная особенность пермо-триасовых базитов от всех остальных более ранних пород основного состава – пониженные по сравнению с последними и обычные для нормальных толеитов содержания TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, K<sub>2</sub>O (см. табл. 6).

Наиболее распространенная группа долеритов и габбро-долеритов траппового формационного типа по сравнению с базитами палеорифтовых систем характеризуется большими концентрациями Ni, Cr и они устойчиво обеднены V, Sr, Ba, B (см. табл. 7, ан. 1, 2).

## выводы

Базитовый магматизм на Сибирской платформе проявлялся неоднократно. В позднедокембрийское и среднепалеозойское время он связан с процессами палеорифтогенеза, а в позднепалеозойское – раннемезозойское время – с заложением и развитием трапповых синеклиз. Различие геодинамического режима магмообразования зафиксировано в геохимическом облике разновозрастных групп магматитов. Не вполне ясно геоструктурное положение палеозойских силлов, локализованных в отложениях кембрия – силура Предпатомского краевого прогиба. Они обладают значительно большими чертами геохимического сходства с базитами траппового формационного типа, чем с магматитами областей палеорифтогенеза. Можно ожидать, что их дальнейшее изучение позволит выделить эти образования в самостоятельную группу магматитов иной, чем две названные выше, геоструктурной позиции. А в данном обсуждении они в определенной мере условно рассмотрены вместе с базитами среднепалеозойского рифтогенеза, с которыми они частично пространственно совмещены.

Основные магматиты неогея Сибирской платформы образованы несколькими исходными сериями базальтовых расплавов. Для режима палеорифтогенеза это нормально-толеитовый и субщелочной толеитовый расплавы в приблизительно равном соотношении или незначительном доминировании одного из них в базитовых ассоциациях различных палеорифтовых систем. В целом же следует подчеркнуть такую характерную особенность основного магматизма позднедокембрийского и среднепалеозойского рифтогенеза Сибирской платформы, как обязательное устойчивое развитие среди разнофациальных базитов производных субщелочной толеит-базальтовой серии исходного расплава.

Интрузивы, образованные щелочной оливин-базальтовой серией расплавов, в структурах платформенного рифтогенеза уверенно диагностируются только среди базитов вендского возраста северной части Верхоянского палеорифта, проявляясь в незначительном объеме.

Итак, среди разновременных интрузивных базитов позднедокембрийского возраста доминируют производные нормальной и субщелочной толеит-базальтовой серий расплавов; обе серии обычно обнаруживают в разной степени проявленные признаки метамагматического ощелачивания. Для преобладающей массы базитов позднедокембрийских палеорифтовых зон характерна повышенная титанистость – 2,2–2,6 %  $TiO_2$ , доля фосфора в них достигает 0,25–0,35 %  $P_2O_3$  и типично повышенное содержание калия вплоть до 2–3 % в ощелоченных разностях базитов.

Породы различных типов гипабиссальных интрузивов, становление которых связано со среднепалеозойским рифтогенезом, также четко отличаются от магматитов траппового формационного типа. Их геохимические черты предопределяются особенностями магмообразования в режиме палеорифтогенеза, обусловливающими равновеликое появление как нормальных, так и в разной степени субщелочных толеит-базальтовых

расплавов, формирующих породы, насыщенные кремнекислотой, обогащеннные Ті, К и Р в 1,5–2 раза (даже по сравнению с позднедокембрийскими базитами), Sr, U и Th – обычно в 2–4 раза, иногда V, Li, Rb – в 1,3–2,0 раза, обедненные Ni, Cr, Sc – в 1,3–3,0 раза, реже кобальтом, т.е. они во многом тождественны базитам позднедокембрийских авлакогенов. Это позволяет уверенно выделять интрузивные базиты позднедокембрийского и среднепалеозойского возраста в самостоятельный формационный тип толеитов и субщелочных толеитов палеорифтовых зон.

Решающая роль в предопределении петрохимических и геохимических особенностей интрузивов траппового формационного типа пермо-триасового возраста принадлежит процессу исходного магмообразования. Именно он ответствен за появление среди них производных толеит-базальтового и пикрит-базальтового расплавов, составляющих единый комплементарный ряд магматитов толеитового состава. Кроме того, исходное магмообразование определяет нюансы геохимической специфики интрузивов долеритов, локализованных в разных магмоподводящих зонах Сибирской платформы.

В пространственной связи с магматитами траппового формационного типа на северо-западном и северо-восточном краях Сибирской платформы развиты тела, сформированные щелочной – оливин-базальтовой серией расплава. В первом регионе возраст их позднепермский (дотрапповый), во втором позднетриасовый или раннеюрский (посттрапповый). В обоих случаях их появление основывалось на специфике геодинамического режима краевой зоны Сибирской платформы.

Кроме фактора исходного магмообразования многообразие базитов Сибирской платформы обусловлено еще характером эволюции расплава в глубинной обстановке (промежуточном очаге, протяженная магматическая колонна) после того, как он ушел из области магмогенерации. В благоприятном динамическом режиме, как в условиях палеорифтогенеза, так и в связи с формированием трапповых синеклиз, реализуются возможности монцонитоидной и анортозитовой тенденций дифференциации изначально толеитового расплава. Глубинная эволюция усиливается взаимодействием базальтового расплава с компонентами трансмагматического флюида, привносящего ряд петрогенных и рудообразующих элементов. В итоге собственно магматическая система преобразуется во флюидно-магматическую, где иногда возникают условия для метамагматической метаплизации расплава.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гайдук В.В. Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. — 122 с.
- Куренков С.А. Роль силлов в процессе рассеивания зон магмовыведения при формировании траппов Тунгусской синеклизы // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, № 1. С. 189–192.
- Левашов К.К. Среднепалеозойская рифтовая система востока Сибирской платформы // Сов. геология. – 1975. – № 10. – С. 49–58.
- Масайтис В.Л. Девонский вулканизм на Сибирской платформе // ВСЕГЕИ, Информ. сообщение. Сер. геол. месторождений полезн. ископ., региональная геол. 1966. Вып. 1. 14 с.
- Масайтис В.Л. Состав толеитовых базальтов платформ и геологическое время // Зап. ВМО. – 1970. – № 2, ч. 99. – С. 192–199.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского среднепалеозойского авлакогена. — М.: Недра, 1975. — 174 с.
- 7. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов, М.: Недра, 1976. 280 с.
- Олейников Б.В., Томпин М.Д., Округин А.В. Петрологические черты докамерной эволюции магм платформенных базитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1980. – № 1. – С. 62–71.
- Йерфильев А.С., Коптева В.В., Куренков С.А. Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах // Геотектоника. — 1985. — № 5. — С. 19—33.

- Петролого-геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматических систем / Олейников Б.В., Никишов К.Н., Ковальский В.В. и др. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. – 200 с.
- Петрология и геохимия позднедокембрийских интрузивных базитов Сибирской платформы / Олейников Б.В., Мащак М.С., Колодезников И.И. и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. – 202 с.
- Самородное металлообразование в платформенных базитах / Олейников Б.В., Округин А.В., Томшин М.Д. и др. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. – 188 с.
- Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Главсевморпуть, 1936. 222 с.
- 14. Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. - 140 с.
- Шпунт Б.Р., Оленников Б.В. Позднедокембрийский рифтогенный магматизм Сибирской платформы // Магматизм рифтов: петрология, эволюция, геодинамика. — М.: Наука, 1989.
- Ghose N.C. Some observations on the composition of basaltic rocks in the Indian subcontinent with relation to time // Geol. Surv. India. Misc. Publ. - 1976. - N° 23, pt 2. - P. 554-559.

TEMPORAL EVOLUTION OF INTRUSIVE BASIC MAGMATISM OF THE SIBERIAN PLAT-FORM. B.V. OLEINIKOV, M.D. TOMSHIN

There are manifestations of basic magmatism of late Precambrian, middle Paleozoic and late Paleozoic-early Mesozoic age in the Siberian platform. Basites of the Siberian platform generated from several groups of melts. For a paleorifting regime, these were normal tholeiitic and subalkaline tholeiitic melts, with differentiates of the latter constituting a characteristic and invariable component in late Precambrian and middle Paleozoic basites of various facies. In Permo-Triassic time, areal magmatic activity gave rise to magmatites of largely normal tholeiitic basalt composition with a local manifestation of a picritic-basalt branch of the latter in the northern part of the platform. These are recognized as a trap formation of the Siberian platform. Magmatites of alkaline olivine-basaltic (trachibasaltic) series are first well documented among Vendian basites and, further on, are present among basites of younger tectono-magmatic cycles.

УДК 552.32:552.1 (571.5)

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ТРАППЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

## Г.Д. Феоктистов

Приведена краткая характеристика форм и размеров интрузивных трапповых тел; по данным глубокого бурения построены схематические геологические разрезы, показывающие распространение долеритовых силлов в фанерозойских отложениях Канско-Тасеевской впадины и южной части Тунгусской синеклизы; с использованием кластерного анализа выделены петрохимические типы горных пород, охватывающие весь дифференциационный ряд интрузивных траппов; по данным факторного анализа проведено сравнение петрохимии интрузивных траппов с эффузивами лавовых толщ Тунгусской синеклизы и Декана. Установлено сходство исходных расплавов интрузий норильского типа с базальтами Тунгусской синеклизы, а исходных расплавов многочисленных протяженных долеритовых силлов – с базальтами Декана.

Проявления траппового магматизма пространственно тяготеют к крупным синеклизам, впадинам и прогибам в пределах стабильных зон земной коры, причем наибольшая мощность изверженного материала отмечается в наиболее опущенных их частях. Изучение геолого-тектонических условий проявления траппов позволило установить [28] приуроченность крупных очаговых зон внедрения и излияния трапповой (толеит-базальтовой) магмы в западной части Сибирской платформы к глубоким (7–12 км) впадинам, выраженным по поверхности кристаллического фундамента [23]: Норильско-Хараелахской, Дюпкунской (Курейской), Кочечумской и Канско-Тасеевской. Основная мощность осадков в этих впадинах накопилась в течение рифейского и вендско-нижнепалеозойского циклов, однако локальные прогибы развивались здесь также в среднем и позднем палеозое.

Во всех случаях интрузивные траппы выходят за пределы указанных впадин, так что в западной и центральной частях платформы поля развития траппов сомкнулись с образованием трапповой области, которая и соответствует известной в литературе Тунгусской трапповой области Сибирской платформы. Поле эффузивных траппов приурочено главным образом к Норильско-Хараелахской и Дюпкунской впадинам. Оно протягивается к юго-юго-востоку, охватывая и Кочечумскую впадинам. Оно протягивается к юго-юго-востоку, охватывая и Кочечумскую впадину, но здесь уже область выклинивания эффузивной толщи траппов (схему распространения интрузивных траппов позднепалеозойско-раннемезозойского возраста см. в статье Г.Д. Феоктистова "Геология и петрохимия траппов..." в наст. сборнике). Область развития интрузивных траппов определяет общую площадь распространения траппового магматизма (около 1,5 млн км<sup>2</sup>) на Сибирской платформе. Общий объем интрузивных долеритов с учетом данных глубокого бурения может быть оценен приблизительно в 0,8 млн км<sup>3</sup>.

В отдельных впадинах трапповый магматизм проявлялся в течение нескольких фаз, иногда не совпадающих между собой по времени [10, 15, 29]. Наибольшим разнообразием он отличается в Норильско-Хараелахской впадине: здесь раньше начала формироваться лавовая толща, только в этой впадине развиты лавовые свиты, содержащие значительные объемы пикритовых базальтов и трахибазальтов, только к этой очаговой зоне приурочены своеобразные дифференцированные интрузии (хонолиты) норильского типа повышенной основности, несущие промышленное сульфидное оруденение.

Преобладающей формой интрузивных траппов являются долеритовые силлы. Им сопутствуют куполообразные и штокообразные тела и дайки, особенно в плохо расслаивающихся вулканогенно-осадочных толщах. В северо-западной части Тунгусской синеклизы возникли своеобразные интрузии – хонолиты.

Долеритовые силлы могут состоять из одного интрузивного слоя (чаще в более глубоких горизонтах осадочного чехла) или представлять собой совокупность нескольких (двух-четырех и более) интрузивных слоев, связаных между собой по простиранию. Такие силлы чаще встречаются в отложениях силура, карбона и перми. Мощность силлов в местах раздувов иногда достигает 400-600 м, но большей частью составляет 50-100, 100-200 или 150–250 м. Максимальная (неполная) протяженность силла по данным буровых работ установлена до 700 км (Усольский силл в южной части Сибирской платформы на участке от среднего течения р. Ангары до южной половины Непского свода, где он выклинивается). Также неполная площадь его развития составляет около 130 тыс. км<sup>2</sup> при мощности 80-180 м. Другие силлы могут иметь любые меньшие размеры, вплоть до сотен метров, но в этом случае они будут апофизами даек или более крупных силлов. Многие долеритовые силлы, особенно в местах раздувов их мощности, дифференцированы по стандартной схеме: в верхних горизонтах появляются лейкодолериты (гранофировые долериты и долерит-пегматиты), а в нижних частях силлов – оливиновые и троктолитовые долериты, очень редко троктолиты, содержащие до 14-17 мас. % окиси магния.

Куполообразные тела являются обычным усложняющим элементом строения долеритовых силлов, особенно при формировании их в верхних горизонтах осадочного чехла платформы (карбон – триас). Одно из таких тел достаточно хорошо изучено буровыми работами на р. Ангаре в связи со строительством Усть-Илимской ГЭС. Куполообразное тело образовалось в месте перехода силла в вышележащий стратиграфический горизонт отложений карбона [24]. При средней мощности Толстомысовского силла около 100 м в пределах куполообразного тела она возросла до 300 м. В плане оно имеет округлую форму с поперечником до 2–3 км. В вертикальном разрезе наблюдается резкое увеличение мощностей зон лейкодолеритов и троктолитовых долеритов. При недостаточной обнаженности и отсутствии буровых скважин куполообразные тела, усложняющие строение долеритовых силлов, часто принимаются за самостоятельные штокообразные трапповые интрузии.

Секущие тела траппов (простые, многократные и кольцевые дайки, мелкие неправильной формы и ветвящиеся тела) установлены исследователями в различных районах Тунгусской синеклизы, но наиболее значительное их количество известно в пределах развития туфогенно-осадочных пород. Стратиграфически ниже отложений карбона дайки траппов встречаются довольно редко. В ряде случаев устанавливается связь даек и мелких неправильных тел с долеритовыми силлами, залегающими под туфогенно-осадочными породами или в отложениях карбона. Такая связь, в частности, доказана буровыми работами, проводившимися при разведке Нерюндинского угольного месторождения в долине р. Ангары, и косвенно подтверждается тем, что по южной окраине туфогенного поля, где эродированы туфогенно-осадочные породы вместе с подстилающим долеритовым силлом, в отложениях карбона нет секущих интрузий, хотя на близлежащих участках туфогенные породы пронизаны большим количеством мелких тел траппов. Ни в одной из многочисленных глубоких буровых скважин, вскрывших весь осалочный чехол платформы в Ангаро-Ленском междуречье и в южной части Тунгусской синеклизы, не встречено секущих тел траппов ниже уровня наиболее глубоко залегающих долеритовых силлов.

Хонолиты развиты главным образом в Норильском районе (северозападная часть Тунгусской синеклизы). Они представляют собой пологосекущие узкие линейные тела, иногда изогнутые по простиранию [1, 5, 7, 20]. Установленная буровыми работами их протяженность составляет несколько километров, но в более глубоких горизонтах осадочного чехла они не прослежены. Ширина хонолитов 0,2-1,0 км, мощность 100-300 м, поперечное сечение линзо- и корытообразное. Они сопровождаются апофизами и дайками, а в головной части часто расщепляются на отдельные языки. Они секут отложения девона, карбона и низы лавовой толщи (пермь). Как в Норильском, так и в Талнахском рудных узлах наблюдаются группы веерообразно расположенных хонолитов, сходящихся корневыми частями, только в норильской группе хонолиты погружаются в юго-западном направлении, а в талнахской – в северо-восточном. Обе группы приурочены к единой зоне разлома северо-восточного простирания. В хонолитах прошла внутрикамерная дифференциация с появлением лейкодолеритов (кварцевых долеритов) в верхней части и более основных дифференциатов (вплоть до пикритов и плагиоклазовых оливинитов) в нижней части вертикального разреза интрузий [1, 5, 7, 8, 20].

Долеритовые силлы большей частью скрыты внутри осадочного чехла. Они почти согласно залегают с вмещающими их осадочными породами, вместе с которыми и выходят на поверхность, образуя узкие полосы выходов. Однако в контурах области распространения интрузивных траппов на Сибирской платформе глубокие буровые скважины неизменно вскрывают долеритовые силлы.

Детальное изучение распространения долеритовых силлов в осадочном



Рис. 1. Расположение схематических геологических разрезов.

чехле южной части Сибирской платформы при взаимной увязке данных геологосъемочных и буровых работ показало [25], что характерной особенностью интрузивного траппового магматизма является формирование небольшого числа долеритовых силлов, имеющих каждый большую площадь распространения. Этим силлам даны собственные названия (снизу вверх по стратиграфическому разрезу): Усольский, Заярский (крупное ответвление от Усольского), Тулунский, Падунский (в отдель-

ных частях описанный разными исследователями как Абанский, Чунский, Падунский, Дубынинский, Толстомысовский, Нерюндинский) и Чуно-Бирюсинский.

Взаимоотношения долеритовых силлов в разрезе осадочного чехла юга Сибирской платформы показаны на серии схематических геологических разрезов (рис. 1, 2), построенных по данным буровых скважин, пройденных ПГО "Востсибнефтегазгеология" и "Енисейнефтегазгеология". Графические материалы указывают на то, что внедрение трапповой магмы, образовавшей такую группу долеритовых силлов, происходило из глубокой части Канско-Тасеевской впадины. Выклинивание долеритовых силлов устанавливается в южном, юго-восточном и восточном направлениях, иногда далеко за пределами Канско-Тасеевской впадины. По направлению внедрения силлы переходят ступенчато в вышележащие стратиграфические горизонты: Усольский силл из мотской свиты в районе г. Братска в бельскую свиту в южной части Непского свода, где и выклинивается; Тулунский силл из верхнего кембрия в нижний ордовик; Падунский силл из ордовика в пермо-триас.

По данным определения калий-аргонового возраста выделяются три возрастные группы силлов, которые мы рассматриваем как три фазы внедрения трапповой магмы в рамках единого ангаро-тасеевского магматического комплекса. Статистическая обработка всех полученных значений абсолютного возраста по группам однофазных долеритовых силлов показала, что с вероятностью p = 0,95 возможное время внедрения силлов в южной части Сибирской платформы составляет: для первой фазы 276–246 млн лет (пермь; Чуно-Бирюсинский силл), для второй фазы 229–215 млн лет (нижний триас; Падунский и Толстомысовский силлы), для третьей фазы 207–195 млн лет (средний триас; Тулунский и Усольский силлы). Таким образом, в первую фазу долеритовые силлы сформировались в верхних стратиграфических горизонтах (Чуно-Бирюсинский силл), во вторую – в средних и верхних горизонтах (Падунский и Толстомысовский силлы), в третью – в средних и нижних горизонтах осадочного чехла (Тулунский и Усольский силлы).



Рис. 2. Схематические геологические разрезы.

Интрузивный трапповый магматизм в Тунгусской синеклизе проявился более интенсивно, чем в Канско-Тасеевской впадине, и в течение большего числа фаз [13], о чем свидетельствуют выделение 10 лавовых свит, охватывающих по возрасту интервал  $P_2-T_2$ , и установление по буровым работам большого числа долеритовых силлов внутри осадочного чехла платформы. В западной части синеклизы, в низовьях Ниж. Тунгуски, в отложениях кембрия – перми буровой скважиной было вскрыто [19] около 10 долеритовых силлов общей мощностью более 1000 м, причем некоторые из них состоят из нескольких близко расположенных интрузивных слоев.

В южной части Тунгусской синеклизы, хотя и пройдено более 130 глубоких скважин, они расположены главным образом по долинам рек Подкаменной и Нижней Тунгусок, а в их междуречье их немного, поэтому провести площадную корреляцию долеритовых силлов, как это было сделано по югу Сибирской платформы, не представилось возможным. На рис. 2 показаны схематические субширотные разрезы по обеим Тунгускам и два субмеридиональных разреза. Корреляция силлов на разрезах до некоторой степени предположительная. Важно отметить принципиальное сходство в условиях залегания силлов в Канско-Тасеевской впадине и в Тунгусской синеклизе. Среднестатистические параметры интрузивных силлов в разрезах по Подкаменной и Нижней Тунгускам следующие: количество интрузивных слоев – 2,7 и 4,8; суммарная мощность вскрытых траппов – 377 и 615 м; максимальная мощность одного силла – 460 и 675 м; вскрытая мощность отложений фанерозоя (вместе с траппами) – 2177 и 3020 м; доля траппов в разрезе вскрытого фанерозоя – 16,2 и 20,4 %.

Таким образом, в северном направлении, от Подкаменной к Нижней Тунгуске, возрастают глубина синеклизы, количество долеритовых силлов, максимальная мощность одного силла, суммарная мощность долеритовых силлов и доля траппов в разрезе осадочной толщи, т.е. все среднестатистические параметры. Кроме того, необходимо учесть, что по Ниж. Тунгуске не полностью вскрыт разрез нижнего кембрия. Перечисленные характеристики интрузивных траппов и субмеридиональные разрезы (см. рис. 2) свидетельствуют о внедрении траппового расплава в южном направлении из района севернее Ниж. Тунгуски.

Петрографическое и петрохимическое изучение позднепалеозойскораннемезозойских интрузивных траппов Сибирской платформы проводилось огромным числом исследователей, в том числе В.С. Соболевым [22], А.М. Виленским [3], Б.М. Владимировым [4], М.Н. Годлевским [5], В.И. Гоньшаковой [6], Д.А. Додиным, Б.Н. Батуевым [1, 7], В.В. Золотухиным и др. [8, 9, 20], А.П. Лебедевым [12], В.Л. Масайтисом [14], Б.В. Олейниковым [17], Г.Д. Феоктистовым [24, 26]. В опубликованных работах отражены различные подходы к расчленению интрузивных траппов (интрузивные комплексы, типы интрузий, петрогенетические серии, субформации, ряд формаций и т.д.) и к выделению разновидностей пород (долериты, трахидолериты, габбро-долериты, габбро, долерит-пегматиты, феррогаббро, ферродолериты, сиеногаббро, троктолиты, пикриты и др., подразделяющиеся в свою очередь на более мелкие таксономические единицы по структуре и минеральному составу).

Так как разнообразие интрузивных траппов обусловлено в значительной степени процессами дифференциации на месте становления магматических тел или в промежуточных очагах, в данной статье использован статистический подход к оценке вариаций химического состава интрузивных траппов. По данным кластерного анализа множества химических анализов интрузивных траппов Канско-Тасеевской впадины и Тунгусской синеклизы (включая норильские и Талнахские хонолитоподобные интрузии) выделились десять кластеров (групп) траппов, средние химические составы которых (см. таблицу) отвечают следующим видам (или частично разновидностям) горных пород по принятой в настоящее время классификации [2]: плагиоклазовый оливинит, пикродолерит, троктолит, троктолитовый долерит, оливиновый долерит, долерит, анортозитовый долерит, ферродолерит, лейкодолерит, кварцевый монцонит. Выделяемые в норильско-талнахских интрузиях такситовые долериты и габбро-долериты [1] попадают в группы оливиновых и троктолитовых долеритов и троктолитов.

В долеритовых силлах Канско-Тасеевской впадины и Тунгусской синеклизы наблюдается дифференциационный ряд троктолит (очень редко) – троктолитовый долерит – оливиновый долерит – долерит – анортозитовый долерит (редко) – ферродолерит (меланократовый долерит-пегматит) – лейкодолерит (гранофировый долерит и лейкократовый долерит-пегматит) – кварцевый монцонит (долеритовый гранофир; редко). Дифференциационный ряд в норильско-талнахских рудоносных интрузиях смещен в

			,										
№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K₂O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	n
													· ·
. 1	38,06	0,47	7,47	5,37	9,86	0,20	24,79	5,13	0,67	0,49	0,12	6,03	9
2	39,78	0,56	9,15	5,37	9,75	0,19	20,03	7,56	0,74	0,47	0,11	4,63	7
3	40,36	0,61	11,93	4,35	10,94	0,18	16,34	7,94	0,98	0,87	0,14	4,03	.7
4	45,57	0,74	15,68	2,82	7,95	0,17	10,85	10,85	1,72	0,61	0,22	2,09	11
5	47,37	0,89	16,32	2,72	7,74	0,15	8,70	11,97	1,96	0,44	0,14	1,48	16
6	49,23	1,16	15,25	3,18	8,44	0,19	6,33	11,44	2,46	0,44	0,15	1,61	20
7	46,03	0,43	20,80	1,95	7,08	0,13	4,32	11,71	2,18	0,89	0,10	3,60	2
8	47,88	4,27	10,70	5,03	14,41	0,26	3,55	8,44	2,67	0,78	0,16	1,36	8
9.	50.33	2.26	13,56	8,35	8,90	0,23	2,46	6,93	2,89	1,39	0,54	2,40	10
10	59.74	1.38	12.61	6.46	4,60	0.22	1.52	4.12	2,31	2,76	0,40	3,22	7
11	47,48	2.17	16.09	1,40	11.20	0.19	6.08	10,67	2,75	0,28	0,13	1,15	· 3
-12	48.36	2.02	14.03	3.16	11.15	0.22	6.55	9,75	2,95	0.56	0.21	0,88	5
13	48.25	1.59	15.30	3.37	9.46	0.22	6.80	10.46	2,53	0.54	0.16	1,74	· 4
.14	49.47	1.83	14.57	3.63	9.48	0.20	6.58	10.13	2.37	0.52	0.21	1.32	4
15	48.10	1.40	14.21	4.52	8.51	0.17	7.18	11.26	2.42	0.61	0.09	1.49	2
16	47.00	1.03	15.12	4.18	8.90	0.15	8.53	9.78	1.86	0.89	0.14	2.26	10
17	45.26	1.08	15 74	3 70	9 37	0.19	7.65	9.99	2.05	0.94	0.20	2.98	8
1/	-1,20	· •,00	1,1,17	3,70	5,57	, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	,,00	,,,,,	,oo	, ,,,,,	,	, ~,··	

Химический состав интрузивных траппов Сибирской платформы

Примечание. 1 — плагиоклазовый оливинит; 2 — пикродолерит; 3 — троктолит; 4 — троктолитовый долерит; 5 — оливиновый долерит; 6 — долерит; 7 — анортозитовый долерит [22]; 8 — ферридолерит; 9 — лейкодолерит; 10 — кварцевый монцонит (долеритовый гранофир); 11—17 — эндоконтактовые порфириты и микродолериты (11, 12 — юг Сибирской платформы: 11 — Толстомысовский силл, 12 — Усольский силл; 13 — интрузии западной окраины Тунгусской синеклизы [21]; 14, 15 — восточная окраина Тунгусской синеклизы: 14 — Моркокинский силл, 15 — Биллээхская интрузия [18]; 16, 17 — северо-запад Тунгусской синеклизы [1]: 16 — Норильские, 17 — Талнахские интрузии). п — количество анализов.



Рис. 3. Факторная диаграмма (n = 52) средних составов интрузивных и эффузивных траппов Сибирской платформы.

1 — проекции векторов главных породообразующих окислов на плоскость в координатах первых двух факторов; 2 - главные дифференциации траппового направления расплава; 3-7 - поля точек средних составов: 3 - эндоконтактовых габбро-долеритов интрузий норильского типа, 4 - базальтов гудчихинской свиты [17], 5 — эндоконтактовых долеритовых порфиритов и микродолеритов долеритовых силлов, 6 - базальтов сыверминской и 7 - базальтов ивакинской свит [17]. Точки на диаграмме соответствуют концам векторов средних составов разновидностей интрузивных траппов: 1 - плагиоклазовый оливинит, 2 - пикродолерит, 3 - троктолит, 4 - троктолитовый долерит, 5 - оливиновый долерит, 6 - долерит, 7 - анортозитовый долерит, 8 - ферродолерит, 9 - лейкодолерит, 10 - кварцевый монцонит.



Рис. 4. Факторная диаграмма (n = 40) средних составов интрузивных траппов Сибирской платформы и эффузивных траппов Тунгусской синеклизы и Декана.

1941 уской синеклизы и декана. 1-4 — поля точек средних составов: 1 — эндоконтактовых габбро-долеритов интрузий норильского типа, 2 — толеитовых базальтов разных свит лавовой толщи Тунгусской синеклизы, 3 — эндоконтактовых долеритовых порфиритов и микродолеритов долеритовых силлов Сибирской платформы, 4 базальтов из разных стратиграфических горизонтов лавовой толщи Декана.

сторону повышенной основности: плагиоклазовый оливинит (редко) – пикродолерит – троктолит – троктолитовый долерит – оливиновый долерит – долерит – анортозитовый долерит (редко) – лейкодолерит (кварцсодержащий долерит; редко). Это свидетельствует

о более меланократовом составе исходных трапповых расплавов, обусловивших формирование рудоносных хонолитов.

Кроме того, в таблице приведены средние составы эндоконтактовых долеритовых порфиритов и микродолеритов долеритовых силлов, а также эндоконтактовых долеритов и габбро-долеритов норильских и талнахских интрузий, так как закаленные зоны интрузий по химическому составу должны бы ближе всего отображать исходный состав магматического расплава.

По выборке средних составов интрузивных траппов, представленных в таблице, и средневзвешенных составов базальтов трех нижних свит эффузивной толщи (ивакинской, сыверминской, гудчихинской) [16] проведен факторный анализ, результаты которого представлены на факторной диаграмме (рис. 3) в координатах первых двух факторов, включающих в сумме 72 % общей дисперсии содержаний главных породообразующих окислов. Средние составы разновидностей траппов образуют на диаграмме две ветви, расположенные под прямым углом. Одна (точки 1–7) соответствует дифференциационному ряду норильских и талнахских интрузий, другая (точки 4–10) – дифференциационному ряду в огромной массе долеритовых силлов. Поля средних составов эндоконтактовых траппов располагаются в обоих случаях вблизи долеритов или оливиновых долеритов.

На этой же факторной диаграмме показаны контуры полей точек базальтов трех нижних свит эффузивной толщи. Поле базальтов и пикробазальтов гудчихинской свиты с широкой вариацией в содержании окиси магния вытянуто по направлению дифференциационного ряда долерит – плагиоклазовый оливинит, а поля базальтов сыверминской и ивакинской свит – вдоль другого дифференциационного ряда долерит – лейкодолерит, причем базальты ивакинской свиты в целом являются более кислыми дифференциатами, так как их поле удалено от точки 6, соответствующей среднему долериту.

Диагонально к направлению первых двух факторов на факторной диаграмме (см. рис. 3) располагаются два главных направления дифференциации [27], одно из которых соответствует фракционной кристаллизации магматического расплава без существенного расслоения удаляющихся из зоны кристаллизации минералов, другое - интенсивному расслоению кристаллического осадка в процессе кристаллизации магматического расплава. Первое направление приводит к формированию в нижних частях долеритовых силлов более основных дифференциатов, одновременно обогащенных Al.O., MgO, CaO, и кислых дифференциатов с повышенными содержаниями SiO,, TiO,, Fe,O,, Na,O, K,O. Второе направление дифференциации приводит к возникновению более или менее мономинеральных дифференциатов, с одной стороны, оливинитов (увеличение содержания MgO), с другой – анортозитовых долеритов с повышенными содержаниями SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O. По данным факторного анализа базальты и пикробазальты гудчихинской свиты скорее всего могут быть близкими комагматами рудоносных хонолитов Норильского района, внедрившихся позже формирования этой свиты [11].

По объединенной выборке средних составов интрузивных траппов из эндоконтактовых частей интрузий (см. таблицу) и средних составов толеитовых базальтов различных свит Тунгусской синеклизы и разных стратиграфических уровней эффузивной толщи Декана (Индийская платформа) (см. статью Г.Д. Феоктистова в наст. сборнике) проведен факторный анализ с целью сопоставления химизма интрузивных и эффузивных траппов. К сожалению, в моем распоряжении нет представительных данных по химизму интрузивных траппов Декана. Результаты представлены на факторной диаграмме (рис. 4) в координатах первых двух факторов, включающих в сумме 61 % общей дисперсии содержаний главных породообразующих окислов.

Как видно на диаграмме, поля базальтов Тунгусской и Деканской синеклиз довольно четко разделяются по соотношению, с одной стороны,  $Al_2O_3$ , MgO, CaO, с другой – SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, FeO<sup>\*</sup>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, кроме базальтов ивакинской свиты, попавших в поле деканских базальтов (на диаграмме – небольшое поле в третьем квадранте). Интрузивные траппы Тунгусской синеклизы и Канско-Тасеевской впадины разделились на два поля: траппы интрузий норильского типа находятся в поле базальтов Тунгусской синеклизы, а траппы долеритовых силлов – в поле деканских базальтов.

Полученные в результате факторного анализа данные (см. рис. 4) позволяют констатировать, что деканские траппы (отличие которых по

петрохимии от базальтовой толщи Тунгусской синеклизы показано мною в III части сборника) сходны по общему химизму с интрузивными траппами (силлами) западной части Сибирской платформы, сформировавшимися при внедрении не меньших объемов магматического расплава, чем лавовая толща Тунгусской синеклизы. Кроме того, эти данные указывают на вероятную комагматичность интрузий повышенной основности (хонолитов Норильского района) со всей эффузивной толщей Тунгусской синеклизы и на ее отсутствие со стандартными огромными долеритовыми силлами, залегающими в фанерозойских отложениях этой синеклизы.

И, наконец, эти же данные факторного анализа являются одним из новых доказательств связи траппового магматизма в Тунгусской синеклизе с разными очень крупными очаговыми зонами, приуроченными к глубоким впадинам в пределах синеклизы [28], так как магматические тела, связанные с разными очаговыми зонами, совмещены в пространстве. В данном случае речь идет о вероятной взаимосвязи эффузивной толщи (и интрузий норильского типа) с развитием Норильско-Хараелахской и Дюпкунской (Курейской) глубоких впадин, выраженных по поверхности кристаллического фундамента, и о более вероятной взаимосвязи серии долеритовых силлов в отложениях фанерозоя, общирные площади выходов которых обрамляют в основном южную половину лавового поля, с развитием глубокой Кочечумской впадины, расположенной севернее долины Ниж. Тунгуски в пределах южной половины лавового плато [23].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас пород и руд норильских медно-никелевых месторождений. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971. — 560 с.
- Богатиков О.А., Косарева Л.В., Марков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. – М.: Недра, 1987. – 152 с.
- Виленский А.М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. - 271 с.
- Владимиров Б.М. Петрография Падунского и Маргудольского трапповых интрузивов. Иркутск: Иркут. кн. изд-во, 1962. – 151 с.
- Годлевскый М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. — 63 с.
- Гоньшакова В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 296 с.
- Додин Д.А., Батуев Б.Н. Геология и петрология талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. – Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971. – С. 31–100.
- Золотухин В.В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. – М.: Наука, 1964. – 176 с.
- Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Особенности формирования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. — М.: Наука, 1967. — 230 с.
- Зопотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — 245 с.
- Иванов М.К., Иванова Т.К., Тарасов А.В., Матков В.А. Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла (месторождения Норильск-I, Норильск-II, горы Черной) // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. – Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971. – С. 197–304.
- Лебедев А.П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1955. — 196 с.
- Лурье М.Л., Масайтис В.Л. Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы // Базальты плато. — М.: Наука, 1964. — С. 13-26.
- Масайтис В.Л. Петрология Аламджахской трапповой интрузии (бассейн р. Вилюй). Л.: ВСЕГЕИ МГ СССР, 1958. – 136 с.
- Масайтис В.Л., Егоров Л.С., Леднева В.П. н др. Протерозойские, палеозойские и мезозойские магматические комплексы Сибирской платформы // Вопросы корреляции магматических и метаморфических комплексов Восточной Сибири. Л.: ВСЕГЕИ МГ СССР, 1977. С. 5–16.

72
- Немененок Т.И., Виленский А.М. Эффузивный магматизм // Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — С. 43—60.
- 17. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — 264 с.
- 18. Олейников Б.В., Саввинов В.Т., Погудина М.А. Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской – нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклиз // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. – М.: Наука, 1973. – С. 4–75.
- 19. Осипова Н.А., Роднова Е.Н., Гудкова С.А., Полякова Г.А. Тунгусская опорная скважина (Красноярский край). Л.: ВНИГРИ, 1968. 148 с.
- Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии / Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. — 434 с.
- Петропогия трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея / Виленский А.М., Кавардин Г.И., Кравцова Л.И., Старицына Г.Н. — М.: Наука, 1964. — 237 с.
- Соболев В.С. Петрология траппов // Избранные труды. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — 209 с.
- Структурная карта Сибирской платформы по поверхности кристаллического фундамента. Масштаб 1:2 500 000 // Под ред. А.А. Трофимука, В.В. Семеновича. — М.: Мингео СССР, 1972.
- Фесктистов Г.Д. Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангары. Иркутск: Иркут. кн. изд-во, 1961. — 158 с.
- Фесктистов Г.Д. Трапповые силлы большой протяженности на юге Сибирской платформы // Сов. геология. - 1976. - № 12. - С. 122-127.
- 26. Феоктистов Г.Д Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — 168 с.
- Фсоктистов Г.Д. Использование факторного анализа в оценке соотношения фракционирования и расслоенности в базитовых телах пс петрохимическим данным // Геология и геофизика. 1984. № 4. С. 124—128.
- Фесктистов Г.Д., Баженова Г.Н. Особенности тектонического развития, магматизма и состава траппов в некоторых очаговых зонах западной части Сибирской платформы // Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири. М.: Наука, 1980. С. 46–64.
- Ферктистов Г.Д., Черненко А.И. К определению фаз внедрения трапповой магмы по радиологическим данным // Геология и полезные ископаемые Норильского района. — Норильск: НТО, 1971. — С. 61—63.

# LATE PALEOZOIC EARLY MESOZOIC INTRUSIVE TRAPS OF THE SIBERIAN PLATFORM. G.D. FEOKTISTOV

It was given the short characteristic of the form and size of the intrusive trap bodies. On the data of deep drilling it was construction the sketch geological sections, showing the spread of the dolerite sills into Phanerozoic sediments of the Kansk-Taseevskaya depression and of the south part of Tungusskaya syncline (basin). With use of the cluster-analyses there were determined petrochemical types of the intrusive traps. On the data of factor-analyses it was maked a petrochemistry comparison of the intrusive traps with the effusive traps of Tungusskaya syncline and Decan. It was ascertained the analogy a parent magmatic melts of Norilsk type intrusions with basalts of Tungusskaya syncline, but of the parent melts of numerous extent dolerite sills — with Decan basalts.

УДК 553.31.3/4:553.061:571.51

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

## О.А. Дюжиков

Рассматриваются структурно-магматическая зональность севера Сибирской платформы, особенности распределения траппов и сопряженных магматитов. Охарактеризован Енисейско-Оленекский рудный пояс, составляющий крупную структурно и металлогенически обособленную линейную зону, формирование которой обусловлено внутриконтинентальным рифтогенезом и последовательным образованием на фоне сквозного накопления траппов никеленосных гипербазит-базитов, полиформационных щелочных гипербазитов, алмазоносных кимберлитов. Показаны различные рудные формации, возникшие в результате эволюции позднепалеозойского — раннемезозойского магматизма. Особое внимание уделяется сульфидной медно-никелевой и магномагнетитовой формациям. Обсуждаются вопросы траппового магматизма и эндогенного рудобразования.

Металлогения траппов Сибирской платформы определяется прежде всего проявлением сульфидного медно-никелевого минералообразования, развитием месторождений магномагнетитовой формации, довольно широким проявлением самородной меди, но характеризуется также и многими другими рудными и неметаллическими полезными ископаемыми. С траппами сопряжены и многочисленные проявления надстраивающегося рудоносного щелочно-гипербазитового и алмазоносного кимберлитового магматизма.

Широкий спектр рудных формаций наиболее характерен для севера Сибирской платформы и Таймырской эпиплатформенной складчатой системы, которые разделены зоной Енисей-Хатангского рифтогенного прогиба и являются составными элементами докембрийской Северо-Азиатской суперплатформы [5, 13, 31]. Главнейшие черты металлогении траппов этой территории связаны с развитием Северо-Сибирской никеленосной области. Вместе с тем уникальная никеленосность Норильского района, обусловленная эволюцией мантийного пикритоидного расплава, составляет особое явление и не имеет пока подобных примеров в пределах других площадей этого региона. Гипербазит-базитовые продукты никеленосного магматизма Норильского района тесно ассоциируют с траппами и более поздними магматитами, с которыми пространственно или генетически связаны разнообразные месторождения, проявляющиеся в различных масштабах и тяготеющие к определенным магматическим комплексам.

Современные представления о геологическом строении региона, эволюции магматизма и рудообразовании основаны на результатах комплексных геолого-геофизических [1, 5, 16, 32, 34, 39, 41] и металлогенических [5, 12, 13, 18, 20, 22, 31, 40] исследований последнего периода.

#### МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Современный структурный план Сибирской платформы и складчатого Южного Таймыра сформирован в результате неоднократной, но главным образом позднегерцинской автономной активизации, проявленной в интенсивном рифтогенезе. Северо-Азиатский кратон охватывал территорию от Уральского пояса до Верхоянья и от Североземельского архипелага до Саян. Эта обширная территория в архее и раннем протерозое представляла собой складчатую страну, позднее расчлененную авлакогенными зонами на крупные блоки, которые развивались в течение рифея – палеозоя в системе единой гигантской структуры. Наземные траппы Южного Таймыра, одновозрастные с вулканитами Тунгусской синеклизы, принадлежат этой суперплатформе и отделены от траппового плаща собственно Сибирской платформы Енисей-Хатангским рифтогенным прогибом. Формирование Западно-Сибирской и Енисей-Хатангской рифтогенных систем с развитием в них линейных блоков субокеанической коры в значительной степени определило интенсивность процессов автономной базальтовой активизации Сибирской платформы.

Южно-Таймырский и Енисейско-Оленекский рудные пояса, расположенные вдоль чрезвычайно мобильной зоны Енисей-Хатангского рифта, контролируются субширотными линеаментами. Енисейско-Оленекский пояс, как наиболее изученный из них, обнаруживает латеральную зональность магматизма и эндогенного рудообразования и состоит из нескольких изометричных транскоровых мегаблоков, ограниченных ортогональной системой линеаментов (рис. 1).

Центральная часть Тунгусской синеклизы выполнена мощной толщей базитовых вулканитов, контуры развития которых ограничиваются основными линеаментами. Мощность вулканогенной толщи, представленной существенно эффузивными фациями, составляет 0,5–1,5 км в бортовых южных, юго-западных и восточных зонах прогиба и достигает почти 4 км на севере и северо-западе. Периферические области представлены преимущественно эксплозивными и дайковыми фациями базитов, а в крайних фронтальных зонах развиты пластовые, реже секущие интрузивы. Такое радиально-концентрическое строение главной области развития позднепермских - среднетриасовых траппов, объем которых принято оценивать в 1,5 млн км<sup>3</sup>, можно объяснить с позиции единого тотального плавления мантии, дифференциации больших объемов первичного магматического вещества и последующего поступления расплавов в верхние слои земной коры и на дневную поверхность. Перемещение расплавов осуществлялось по многочисленным разломам – активизированным авлакогенным зонам, которые на основании геофизических данных предполагаются в подошве палеозойско-триасового чехла Тунгусской синеклизы [9]. Е.Е. Милановский [23] связывает накопление мощной толщи вулканитов, внедрение даек и пластовых интрузий базитов Тунгусской синеклизы, как и формирование вулканогенной толщи Южного Таймыра, с интенсивными рифтогенными процессами, начало которых устанавливается в рифее. При этом Енисей-Хатангская рифтовая система рассматривается как главная зона неоднократной активизации.

Широкий набор специфических продуктов вулканизма и комагматичных интрузивных образований Приенисейского и Котуй-Маймечинского регионов, обрамляющих Тунгусскую синеклизу соответственно с северозапада и северо-востока, подчеркивает мегаконцентрическую зональность магматизма. Эти районы характеризуются развитием пород с повышенной щелочностью и магнезиальностью. Причем если в Приенисейском районе аномальные продукты магматизма сформированы в ранние фазы позднепалеозойской – раннемезозойской активизации, то в Котуй-Маймечинском они тяготеют к завершающим. Обращает на себя внимание широтное ограничение области развития этих продуктов магматизма трассой Курейско-Оленекского линеамента, в то время как Транссибирским ограничивается распространение эффузивных базитов, а к югу от него преобладают эксплозивные и интрузивные фации.

Симметричная зональность магматизма, обусловленная определяющей ролью Енисей-Хатангской рифтовой системы, выражается в том, что по обе стороны от последней, вдоль Южно-Таймырского и Енисейско-Ленского линеаментов, распространены близкие по составу и мощности одновозрастные магматические образования и связанные с ними проявления эндогенного оруденения. В пределах Юго-Западного Таймыра в нижней половине разреза вулканитов, как и в Норильском районе Приенисейской зоны, развиты щелочно-базитовые и гипербазит-базитовые эффузивы. В центральной части Южного Таймыра известны сульфидоносные базитовые и гипербазит-базитовые интрузивы. В этом районе отмечаются щелочные гипербазит-базиты, а вблизи оз. Таймыр, на продолжении Байкало-Таймырского линеамента, зафиксированы также апатитовые проявления, связанные, по-видимому, с массивами щелочно-гипербазитовой формации [42].



Рис. 1. Геолого-структурная схема размещения рудных формаций севера Сибирской платформы.

1 — современные и мезо-кайнозойские осадочные отложения; 2 — вулканогенные образования верхней перми — среднего триаса; 3-5 — палеозойские осадочные отложения: 3 — верхнепалеозойские (карбон — пермь), интенсивно насыщенные интрузивными образованиями, 4 — среднепалеозойские (силур — карбон), 5 — нижнепалеозойские (кембрий — ордовик); 6, 7 — протерозойские (б) и архейские (7) образования; 8 — Таймыро-Тунгусский трог карелид; 9 — зоны главных разломов фундамента (1 — Приенисейская, 2 — Котуйско-Хетская, 3 — Байкало-Таймырская, 4 — Южно-Таймырская, 5 — Енисейско-Ленская, 6 — Курейско-Оленекская); 10 —

76

пограничная флексура, разделяющая Карское сводовое поднятие и Таймырскую эпиплатформенную складчатую систему; 11 — главные региональные разломы (а), в том числе Норильско-Хараелахский, трассируемый по геолого-геофизическим данным (б) под покровом юрско-меловых отложений Енисей-Хатангского прогиба; 12 — контуры рудных поясов (ЮТ — Южно-Таймырского и ЕО — Енисейско-Оленекского); 13 — никеленосные рудные районы (а — Норильский, б — Курейско-Северореченский, в — Ханарско-Маймеча-Котуйский, г — Котуйско-Вилюйский); 14-26 — рудные формации: 14 — сульфидная медно-никелевая, 15 — медно-цеолитовая, 16 магномагнетитовая, 17 — медно-порфировая, 18 — боросиликатная, 19 — кремнисто-карбонатная, 20 — апатит-магнетитовая, 21 — редкометалльно-карбонатитовая, 22 — редкометалльнофлюоритовая, 23 — полиметаллическая сульфидная, 24 — ртутно-сурьмяно-мышьяковая, 25 алмазоносная кимберлитовая, 26 — медистых песчаников и сланцев. I-IV — мегаблоки фундамента: I — Приенисейский, II — Северо-Тунгусский, III — Маймеча-Котуйский, IV — Анабарский.

Распространение траппов Сибирской платформы определяет широкое проявление сульфидного медно-никелевого минералообразования. Однако к настоящему времени только в Норильском районе известны промышленные концентрации медно-никелевых руд.

В Норильском рудном районе развито несколько групп расслоенных интрузивов гипербазит-базитового состава. К ним относятся интрузивы фокинской, зубовской, норильско-талнахской, моронговской – нижнеталнахской групп [5], которые определяют специфику магматизма и ареал распространения сульфидоносных массивов как составных элементов вулканоинтрузивной никеленосной ассоциации. Из них интрузивы фокинской группы, отличающиеся наиболее слабой дифференцированностью, самой высокой магнезиальностью, отсутствием сульфидов, не прошли, по-видимому, стадию докамерной эволюции и в наибольшей степени отвечают составу излившихся пикритов. Другие группы интрузивов рассматриваются как продукты очаговой дифференциации: представляя собой близкие по времени самостоятельные фазы внедрения расплавов на гипабиссальные - субвулканические уровни, они формируют и пространственно сближенные массивы. Многоярусное и пучкообразное распределение сульфидоносных интрузивов в структурах платформенного чехла обусловливает контуры распространения рудных узлов, приуроченных к зонам повышенной проницаемости – областям пересечения разноориентированных разломов. Сульфидная минерализация свойственна всем расслоенным интрузивам, но крупные скопления металлов на уровне месторождений связаны только с массивами норильско-талнахской группы, которые сопровождаются также залежами сплошных руд.

В пределах различных площадей Северо-Сибирского региона проявления сульфидной медно-никелевой минерализации тяготеют к слабо дифференцированным интрузивам базитов. Интрузивы Курейского района на западе, как и слабо сульфидоносные массивы Маймеча-Котуйского и Вилюйского районов на востоке региона, в отличие от гипербазит-базитовых расслоенных интрузивов Норильска принадлежат, по-видимому, толеитам несколько повышенной магнезиальности. Они являются продуктами траппов, а развитые в них горизонты и шлиры троктолитов следует рассматривать как кумулятивные фазы. Эти интрузивы в отличие от норильских обладают пониженной средней магнезиальностью, слабо проявленной внутрикамерной дифференцированностью, спорадической сульфидной медно-никелевой вкрапленностью, иногда с развитием шлировидного или линзовидного оруденения.

Анализ структурно-магматической зональности Северо-Сибирского региона позволяет подчеркнуть, что эта территория характеризуется широким развитием магматизма и эндогенного рудообразования, связан-

ного с позднепалеозойско-раннемезозойской активизацией платформы и обусловленного регенерированными движениями по докембрийским линеаментным структурам. Сочетание продольной и поперечной зональности распределения продуктов рудоносного магматизма определяется перемещением фронта рифтогенеза со стороны стволовых раздвиговых зон с образованием наиболее проницаемых структур в областях пересечения поясов разломов.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЕНИСЕЙСКО-ОЛЕНЕКСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Рассматриваемый металлогенический пояс, в котором установлено последовательное развитие никеленосного гипербазит-базитового, полиформационного щелочно-гипербазитового и алмазоносного кимберлитового магматизма (см. рис. 1), – яркое выражение платформенной активизации, в той или иной степени проявленной в пределах различных древних платформ и связанной с массовым трапповым вулканизмом.

Позднепалеозойский – раннемезозойский вулканизм проявился в течение трех крупных этапов, отвечающих определенным фазам рифтогенных режимов. Рассматривая субширотный латеральный ряд магмопроявлений и хронологическую последовательность формирования различных вулканоинтрузивных ассоциаций, можно установить следующий генерализованный порядок магматизма. В течение первого этапа сформированы различные щелочно-базитовые ассоциации в Приенисейском мегаблоке и устанавливаются первые вспышки щелочно-гипербазитового магматизма в Маймеча-Котуйском. Затем эти проявления сменяются базитовыми и гипербазитовыми ассоциациями Приенисейского мегаблока. Второй этап ознаменован формированием существенно базитовых пород, подчиненную роль играют щелочно-базитовые, гипербазит-базитовые (Приенисейский и Северо-Тунгусский мегаблоки) и получают развитие щелочно-гипербазитовые (Маймеча-Котуйский мегаблок) образования. Начальные стадии третьего этапа характеризуются существенно базитовым трапповым магматизмом с локальным проявлением щелочно-базитового, щелочного гипербазит-базитового, постепенно смещающегося в восточном направлении. В Маймеча-Котуйском мегаблоке большие масштабы приобретают шелочно-гипербазитовые магматиты, устанавливаемые также в Северо-Тунгусском (Каменская провинция [3]). Массовый типично трапповый магматизм охватывает затем значительную территорию, затухая с запада на восток, где конечные и завершающие стадии третьего этапа представлены щелочно-гипербазитовыми лавами и кольцевыми плутонами.

После завершения траппового и сопряженного магматизма фиксируются позднетриасовые кимберлитопроявления, установленные в пределах трассы Байкало-Таймырского линеамента (Далбыхинское и Харамайское поля). Наибольшее же количество кимберлитовых трубок позднетриасового – раннемелового возраста известно в пределах Анабарского и Оленекского мегаблоков. Отмечая сквозной характер типичного траппового магматизма, следует подчеркнуть, что аномальные продукты вулканизма с повышенной щелочностью или магнезиальностью составляют лишь очень небольшую долю (первые проценты) общего объема магматитов. Вместе с тем они фиксируют особенности рифтогенного режима и пульсирующий характер глубинных движений в активизированных мегаблоках севера Сибирской платформы.

Таким образом, Енисейско-Оленекский металлогенический пояс определяет формирование нескольких региональных рудообразующих

систем, эволюция которых связана с различными фазами рифтогенеза, выраженными в латеральной и возрастной зональности магматизма. Металлогенический пояс шириной 300-400 км и протяженностью более 1000 км заключен между Енисейско-Ленским и Курейско-Оленекским линеаментами. Геологическая позиция составляющих этот сквозьструктурный пояс региональных рудообразующих систем контролируется мегаблоками фундамента и внутриблоковыми разноориентированными глубинными разломами, а особенности формирования определяются эволюцией рифтогенеза.

Область плавления первичного мантийного субстрата вначале находилась, по-видимому, в западной части центральной раздвиговой зоны, где образовались крупные астеносферные диапиры, сложенные разуплотненным гипербазит-базитовым расплавом. По мере развития рифтогенеза очаги магмогенерации перемещались в восточном направлении с последовательным углублением и уменьшением объемов плавления. Происходит омоложение продуктов вулканизма, повышение их щелочности (и магнезиальности) и дискретное сокращение масштабов магмообразования. На фоне типичного траппового магматизма, затухающего с запада на восток, последовательно образуются щелочно-базитовые, гипербазит-базитовые, щелочные гипербазит-базитовые, щелочно-гипербазитовые вулканиты – кимберлиты.

Норильско-Хараелахская гипербазит-базитовая никеленосная рудообразующая система Приенисейского мегаблока приурочена к области торцевого сочленения взаимосвязанных Енисей-Хатангской и Западно-Сибирской рифтовых зон. Район имеет трехслойный континентальный тип земной коры повышенной мощности (до 45–48 км в районе Талнахского рудного узла). Мощности платформенного чехла (до 12 км) и "гранито-гнейсового" слоя (до 12–14 км) характеризуют режим интенсивных нисходящих движений в протерозое и фанерозое и позволяют согласно существующим представлениям рассматривать глубинную структуру как приразломный прогиб, принадлежащий постархейскому Таймыро-Тунгусскому трогу, простирающемуся в субмеридиональном направлении. Ниже поверхности М в районе фиксируется слой разуплотненных пород ("корово-мантийная смесь"), отражающий характер диапирового магматизма в условиях рифтогенеза.

К региональным рудоконтролирующим структурам относятся продольные Норильско-Хараелахский, Фокинско-Тангаралахский, Северо-Хараелахский глубинные разломы и поперечные по отношению к ним Кыстыктахский, Кумгинский, Водораздельный. Зоны пересечения разломов контролируют локальные рудообразующие системы (Талнахский, Норильский, Тальминский и другие рудные узлы).

В районе наблюдается максимальная (до 4 км) для Сибирской платформы мощность вулканогенных образований. Магмопроявления начинаются здесь раньше, чем в сопредельных восточных мегаблоках. В течение первого этапа вулканизма (пермь – ранний триас) сформирована контрастная дифференцированная серия лав и комагматичных интрузивных образований. Вулканиты объединены в ивакинскую (трахибазальты, титанавгитовые базальты, андезито-базальты, трахиандезито-базальты), сыверминскую (толеитовые лавы с несколько повышенной щелочностью), гудчихинскую (толеитовые, пикритовые лавы) свиты. Таким образом, на первом этапе широко проявляется щелочно-базитовый магматизм, сменяющийся толеитовым с повышенной ролью щелочей, а затем' – гипербазит-базитовым. В течение второго (раннетриасового) этапа после интенсивной эксплозивной деятельности сформированы толеитовые и гипербазит-базитовые лавы туклонской и толеитовые надеждинской свит. В начальную стадию третьего этапа формируются толеитовые лавы моронговской свиты, перемежающиеся с пачками туфогенных пород, и фиксируются локальные проявления щелочно-базитовых и щелочных гипербазит-базитовых вулканитов. В этот период образуется большинство сульфидоносных гипербазитбазитовых расслоенных интрузивов, комагматичных пикритовым лавам. Последовавшее затем массовое накопление толеитовых лав раннего – среднего триаса (мокулаевская, хараелахская, кумгинская, самоедская свиты) свидетельствует об интенсивном рассредоточенном рифтогенезе, охватившем север Сибирской платформы, но максимально проявленном в Приенисейском мегаблоке.

Норильско-Хараелахская рудообразующая система, связанная с гипербазит-базитовым никеленосным магматизмом и совпадающая как линейное объемное тело с одноименными вулканотектоническим прогибом и сетью региональных глубинных разломов, погружается в северном направлении. Корневые зоны этой системы тяготеют к северу вулканотектонического прогиба, где в одном структурном узле фиксируется схождение продольных разломов и установлена область максимального накопления гипербазит-базитовых и предшествующих щелочно-базитовых вулканитов [15]. Максимумы накопления этих образований открываются в сторону Енисей-Хатангского прогиба. По пологовосстающим проницаемым зонам фланговым ветвям рифта (периферические диапиры) – гипербазит-базитовый расплав перемещался в южном направлении, образуя промежуточные очаги, контролируемые пересечением продольных и поперечных разломов. Эти дискретно расположенные участки составляют, как отмечено выше, локальные рудообразующие системы, т.е. рудные узлы, включающие в себя рудные поля и месторождения.

Рассматриваемая система рудообразованием обязана мобилизации больших масс сульфидсодержащего мантийного вещества, перемещению и фракционированию близкого к ювенильному родоначального пикрита в условиях высокой проницаемости земной коры. Производные гипербазитбазитового магматизма, включающие эффузивные пикриты, сульфидсодержащие интрузивы и медно-никелевые руды, составляют вулканоинтрузивную никеленосную ассоциацию, близкую по петрогеохимическим и структурно-формационным признакам базальтовым коматиитам [14]. Пологовосстающее перемещение сульфидсодержащего гипербазит-базитового расплава от корневых зон до узловых пересечений глубинных разломов на уровне мантии, последующая эволюция расплава в протяженной по вертикали колонне и коровых промежуточных очагах, ареальное и пучкообразное распределение магматитов (рис. 2) позволяют рассматривать систему как линейную долгоживущую структуру. Ее составные магматические элементы - это комагматичные эффузивы, интрузивы и сульфидные медно-никелевые руды, а тектонические - глубинные проницаемые зоны мантии, вулканотектонический прогиб и сеть региональных глубинных разломов.

Формирование никеленосной ассоциации начинается с накопления гипербазит-базитовых лав и включает последующее внедрение расслоенных интрузивов, что обеспечивается последовательным флюидно-магматическим расшеплением расплава в коровых промежуточных очагах. Этот процесс обусловливает возрастание степени сегрегации несмесимой сульфидной жидкости и образование нескольких групп интрузивов, различающихся особенностями состава, степенью внутрикамерной дифференцированности и рудоносности. Максимальным выражением концентрирования сульфидной жидкости является формирование интрузивов с вкрапленным



Рис. 2. Принципиальная схема формирования Норильско-Хараелахской никеленосной рудообразующей системы.

1 — юрско-меловые терригенные отложения; 2, 3 — вулканогенные образования пермо-триаса погребеные (2) и наземные (3); 4 — осадочные отложения; 5 — породы консолидированной коры; 6 — перидотиты верхней мантии; 7 — области повышенной флюидно-магматической проницаемости; 8 — стволовые рифтогенные зоны базификации коры; 9 — области зарождения и латерального перемещения никеленосного пикритоидного расплава; 10 — глубинные силлы пикритов в подошве консолидированной коры; 11, 12 — нижний (11) и верхний (12) уровни концентрирования сульфидов в промежуточных очагах магматических колонн; 13 — сульфидоносные расслоенные интрузивы и рудные залежи.

оруденением и сопутствующих им массивных руд, образованных в виде самостоятельной интрузивной субфазы [10]. Рудные узлы, представляющие собой участки определенного структурного положения в рассматриваемой рудообразующей системе, характеризуются многоэтажным и пучкообразным развитием интрузивов, из которых только с полнодифференцированными сульфидоносными массивами гипербазит-базитов связаны месторождения медно-никелевых руд (Талнахское, Октябрьское, Норильск-I и др.).

Аналогичная или близкая к рассмотренной – это Имангдинско-Летнинская никеленосная рудообразующая система. Она находится в восточном борту Хантайско-Рыбнинского вала, совпадает с Западно-Сыверминским вулканотектоническим прогибом и зоной одноименного глубинного разлома. Эта система включает известный Имангдинский и другие предполагаемые рудные узлы и продолжается, по-видимому, в южном направлении, где развиты слабо дифференцированные интрузивы Курейского района.

Ессейско-Котуйская шелочно-гипербазитовая полиформационная рудообразующая система кольцевых гипабиссальных массивов Маймеча-Котуйского мегаблока совпадает с Котуйским докембрийским авлакогеном, тяготеет к Байкало-Таймырской шовной зоне и расположена между областями пересечения последней с Енисейско-Ленским и КурейскоОленекским линеаментами. С запада она ограничивается разломами Котуйско-Хетского линеамента, а с востока – склоном Анабарского кристаллического щита.

В течение первого этапа позднепалеозойско-раннемезозойской активизации здесь фиксируются ранние вспышки щелочно-гипербазитового магматизма. Во втором этапе получают некоторое развитие шелочные и щелочно-гипербазитовые (лимбургиты и меланефелиниты, пикритовые порфириты, оливиновые мелилититы и меланефелиниты, авгититы) вулканиты арыджангской свиты. Максимального развития они достигают в течение третьего этапа, в процессе завершения общирного траппового магматизма, когда формируются также шелочно-базитовые (трахибазальты, трахиандезито-базальты) лавы коготокской, щелочные и щелочногипербазитовые (меланефелиниты, лимбургиты, пикритовые порфириты, авгититы) дельканской и гипербазитовые (меймечиты) вулканиты меймечинской свиты. Большинство кольцевых интрузивов сформировано после образований. Щелочно-гипербазитовому накопления вулканогенных магматизму предшествует формирование слабо дифференцированных базитовых субпластовых интрузивов, близких по своему составу и степени сульфидоносности интрузивам курейского типа. Вопросы о комагматизме щелочно-гипербазитовых вулканитов и кольцевых интрузивов нельзя считать решенными. Тем не менее петрогенетическое родство пород обеих фаций доказывается пространственной и возрастной сопряженностью, близостью средних химических составов щелочно-гипербазитовых эффузивов и кольцевых интрузивов. В целом они близки нефелиновому пикриту Гулинского плутона и вычисленному средневзвешенному составу интрузивов [17].

Кроме крупнейшего Гулинского плутона в районе известны массивы Одихинча, Маган, Кугда, Ессей, Ыррас и др. Они сформированы в результате сложной эволюции глубинных расплавов на уровне мантии и в коровых промежуточных очагах и многофазного последовательного внедрения оливинитов, мелилититов, щелочных пироксенитов, ийолитов, нефелиновых сиенитов, карбонатитов. Эти образования слагают массивы концентрически-зонального строения и сопровождаются апатитовой, магнетит-апатитовой, редкометалльной карбонатитовой, флогопитовой и другими рудными формациями [22]. Кольцевые интрузивы контролируются пересечениями региональных разломов и часто локализованы, по данным А.К. Мкртычьяна и В.П. Богадицы, в непссредственной связи с куполообразными структурами, сформированными, по-видимому, в результате перемещения магматических масс из промежуточных очагов в пластичные отложения чехла.

Таким образом, Ессейско-Котуйская рудообразующая система сформирована в течение завершающих стадий магматизма (фаза сосредоточенного рифтогенеза). Она рассматривается как длительно эволюционирующая зона, где магматическими элементами являются родственные эффузивы, интрузивы и группа рудных формаций, а тектоническими – древний авлакоген, региональные разломы и купольные структуры, фиксирующие проникновение магматических расплавов в бортах авлакогена.

Восточно-Анабарская (Куонамская) кимберлитовая рудообразующая система Анабарского мегаблока тяготеет к Восточно-Таймырскому линеаментному шву, частично совпадающему здесь с Уджинским авлакогеном, заложенным в раннем рифее, а позднее инверсированным и претерпевшим неоднократную активизацию. Кимберлитовые поля позднетриасового возраста приурочены к восточному склону Анабарского поднятия, где фиксируются резкие изгибы подошвы кристаллического фундамента, а в основании коры устанавливается "корово-мантийная смесь". Кимберлитообразование – типичное проявление заключительных фаз рифтогенеза. Формирование Восточно-Анабарской кимберлитовой рудообразующей системы не является в этом отношении исключением и рассматривается как выражение заключительных фаз позднепалеозойской – раннемезозойской платформенной активизации в рифтогенезе Енисей-Хатангского прогиба и его южных периферических ответвлений. Механизм кимберлитообразования, наступившего после траппового и ассоциирующего магматизма, представляется в виде плавления небольших объемов мантии с последующим подъемом астеносферных диапиров и длительным подтоком глубинных флюидов восстановительного характера. Пульсационное перемещение колонны разуплотненного магматического вещества приводит к внедрению в земную кору локальных диапировых массивов [25]. Отделяющиеся от массива кимберлитовые расплавы по зонам повышенной проницаемости устремляются в верхние слои земной коры, образуя тела трубочного типа, жилы и дайки.

## траппы и рудные формации сибирской платформы

Многочисленные рудные формации Сибирской платформы объеди-НЯЮТСЯ В ГРУППЫ ПО ПРИНАДЛЕЖНОСТИ К ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИМ ЭТАПАМ БАЗВИТИЯ региона и в генетические ряды - По связи с источниками рудного вещества, т.е. с конкретными магматическими формациями [5, 20, 22]. В течение позднепалеозойской – раннемезозойской автономной активизации, выраженной в интенсивном рифтогенезе, образуются щелочно-базитовая, базитовая, гипербазит-базитовая, щелочно-гипербазитовая, кимберлитовая магматические формации. Последовательно образуются сульфидная медно-никелевая, медно-цеолитовая, магномагнетитовая, боросиликаткремнисто-карбонатная, апатит-магнетитовая, редкометалльноная. карбонатитовая и другие рудные формации. В течение этапа отраженной мезозойской активизации возникли различные щелочно-базитовые, щелочные и гранитоидные продукты магматизма, с которыми связаны редкометалльно-флюоритовая, полиметаллическая сульфидная, медно-порфировая, ртутно-сурьмяно-мышьяковая и другие рудные формации.

Многие рудные формации Сибирской платформы несмотря на пространственную сопряженность с траппами не обнаруживают с ними четко выраженных генетических связей. Вместе с тем эта связь представляется несомненной с позиции длительной активизации платформы, вызванной процессами плавления крупных объемов мантии и обусловливающей сепарацию в магматических расплавах различных рудообразующих компонентов и последующую флюидно-магматическую глубинную дифференциацию вещества. Надо полагать, что многообразие типов месторождений и рудопроявлений Сибирской платформы определяется развитием различных рудно-магматических комплексов позднепалеозойской - раннемезозойской автономной (рифтогенной) активизации и более поздней мезозойской отраженной активизации. Рудно-магматические комплексы развиваются последовательно, а некоторые из них имеют единые магматические очаги и обладают сходной металлогенической специализацией. По-видимому, для древних активизированных платформ достаточно типична принадлежность никеленосного магматизма ранним фазам активизации, сменяющимся полиформационным щелочно-гипербазитовым и кимберлитовым магматизмом. Тем не менее металлогенический облик Сибирской платформы в значительной степени определяется сульфидным медно-никелевым и магномагнетитовым рудообразованием, тесно ассоциирующим с трапповым магматизмом.

## Сульфидная медно-никелевая рудная формация

Выше отмечено, что, несмотря на широкое проявление сульфидного медно-никелевого минералообразования, крупные месторождения известны пока только в Норильском районе.

Медно-никелевые месторождения Норильского района (Норильск-I, Талнах, Октябрьское) пространственно и генетически связаны с гипербазит-базитовыми расслоенными интрузивами и образованы несколькими типами руд, залегающих на различных уровнях сферы рудоотложения. Месторождения формируются в связи с развитием вулканоинтрузивной рудно-магматической ассоциации.

Все известные к настоящему времени рудные узлы и месторождения, а также большинство рудопроявлений распространены в Норильском районе в контурах относительно узких (10-35 км), но протяженных (до 200 км) линейных структур, отвечающих трассам глубинных разломов и совпадающих с магмоактивными зонами ранних этапов вулканизма. Глубинные разломы составляют чрезвычайно плотную сеть дислокаций, среди которых главной стержневой структурой является Норильско-Хараелахский разлом, контролирующий в районе промышленные медно-никелевые месторождения. Активная роль разлома в развитии магматизма и рудоотложении проявлена в локальном складкообразовании, группировке никеленосных интрузивов, их морфологии, распределении конкретных рудных залежей. Среди рудных узлов, каждый из которых включает несколько в различной степени дифференцированных и сульфидоносных интрузивов, наиболее изучены Норильский и Талнахский. Менее изучены, но потенциально перспективны Тальминский и Имангдинский, заслуживает внимания и дальнейшего изучения Южно-Норильский рудный узел. Известны также площади, рассматриваемые в качестве предполагаемых рудных **V3ЛОВ.** 

Талнахский продуктивный интрузив образует четыре ветви, развитие которых подчинено Главному шву Норильско-Хараелахского разлома. Интрузив представляет собой сочетание лентовидных тел и пластообразных залежей, мощность которых варьирует в довольно широких пределах. Эти тела изобилуют пережимами и раздувами, совпадающими с пликативными дислокациями и разрывами, сопряженными с эволюцией Норильско-Хараелахского разлома. Сложность строения Талнахского рудного узла во многом обусловлена развитием высокомагнезиального малосульфидного Нижнеталнахского интрузива, сопровождающего продуктивный массив на отдельных участках, вплоть до совмещения с ним в единой гипабиссальной камере.

Генерализованный поперечный разрез Талнахского рудного узла (рис. 3) показывает соотношение ветвей продуктивного массива, литологостратиграфический уровень их залегания, а также развитие относительно Главного тектонического шва Норильско-Хараелахского разлома. Морфология тел, залегающих в терригенных угленосных отложениях, довольно проста. Значительное усложнение строения интрузива наблюдается для ветвей, локализованных в сульфатно-карбонатных отложениях девона. В них отмечаются расщепление, развитие многочисленных апофиз, брекчиевидных пород, мощного ореола контактово-метаморфических и метасоматических образований. Наиболее сложное строение приобретает фланговая зона крайней западной Хараелахской ветви, где многочисленные отщепленные тела почти не расслоены. Вместе с тем здесь развито несколько типов оруденения, в том числе распространены мощные залежи массивных и прожилково-вкрапленных руд.

Внутреннее строение Талнахского рудоносного интрузива рассмотрено



Рис. 3. Схематизированный субширотный геологический разрез Талнахского рудного узла.

1 — вулканогенные образования верхней перми — нижнего триаса; 2 — терригенные угленосные отложения верхнего карбона — верхней перми; 3 — карбонатные отложения среднего девона; 5 — терригенно-карбонатные и сульфатно-карбонатные отложения силура; 7 — титан-авгитовые долериты; 8, 9 — Талнахский интрузив: 8 — контактовые габбро-долериты, верхние такситовые габбро-долериты, безоливиновые, оливинодержащие, оливиновые и оливиново-биотитовые габбро-долериты, 9 — пикритовые, такситовые и контактовые габбро-долериты с вкрапленными сульфидными медно-никелевыми рудами;
 10 — массивные (богатые) медно-никелевые руды; 11 — Нижнеталнахский интрузив; 12 — Главный шов Норильско-Хараелахского разлома; 13 — прочие дизъюнктивные нарушения.

в многочисленных публикациях [11, 19, 24, 29 и др.], а поэтому в нашу задачу не входит его детальная характеристика.

В вертикальном разрезе интрузива сверху вниз фиксируется постепенная смена пород нарастающей основности и магнезиальности, отражающая процессы внутрикамерной дифференциации. Выделяются следующие серии пород и слагающие их зоны.

I. Верхняя расслоенная (габбровая) серия. Гибридные эндоконтактовые породы, контактовые закалочные габбро-долериты, анортитовое лейкократовое габбро, хромитоносное такситовое габбро, призматически-зернистые габбро-долериты и габбро-диориты.

Не рассматривая подробно верхнюю расслоенную серию, важно акцентировать внимание на развитии в составе эндоконтактовой зоны хромитоносных такситовых пород, имеющих чрезвычайно пестрый облик и представленных ассоциацией лейкогаббро и меланократовых обособлений. Они обнаруживают тесные срастания друг с другом, но без зон закаливания. Для пород характерны обильные сегрегации хромита, вплоть до появления жилок хромититов, наличие зеленого хромсодержащего клинопироксена, сульфидная и платиновая минерализация, широкое проявление автометаморфических процессов, развитие биотита, апатита, сфена, эпидота, карбонатов, пренита, хлорита, амфибола.

II. Основная расслоенная серия. Кварцсодержащие безоливиновые габбро-долериты, безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты, оливиновые и оливиново-биотитовые габбро-долериты, пикритовые габбро-долериты, троктолиты.

Экстремальным горизонтом основной расслоенной серии являются пикритовые габбро-долериты как группа обогащенных оливином (более 25%) разновидностей пород, включающая собственно пикритовые габбродолериты, плагиоклазовые оливиниты и пироксениты, троктолиты и меланократовые троктолиты. Нередко в породах горизонта фиксируется микроритмичность, обусловленная чередованием разностей, обогащенных оливином или плагиоклазом. Первые из них составляют плагиооливиниты, вторые – габбро. Породы горизонта характеризуются часто сидеронитовой структурой, где высокое содержание сульфидов (до 30–50%) определяет своеобразный облик габбро-долеритов. Сульфиды как бы цементируют силикатную ткань породы. Эта структура нередко отмечается также в оливинитах и троктолитах. Непременной чертой пород является развитие каплевидной и овоидной вкрапленности сульфидов.

III. Нижняя расслоенная (габбровая) серия. Такситовые габбро-долериты, равномерно-зернистые и безоливиновые габбро-долериты, контактовые габбро-долериты.

Такситовые габбро-долериты определяют важнейшую черту полнодифференцированных интрузивов, с одной стороны, как рудонесущий горизонт, а с другой – как специфические образования, возникшие под сильным влиянием флюидной фазы. Породы горизонта имеют неоднородный состав, обусловленный наличием пегматоидных разностей, оливинсодержащих, оливиновых, троктолитовых и пикритовых габбро-долеритов, блоков призматически-зернистых габбро-долеритов и габбро-диоритов. Они распространены повсеместно и участками – в периферических (бортовых и фланговых) зонах интрузива, являются его главным составным элементом. Породам горизонта свойственно широкое развитие шлировидной и рассеянной сульфидной вкрапленности.

Краткая обобщенная характеристика внутреннего строения Талнахского продуктивного интрузива показана главным образом на примере Северо-Восточной ветви, но в значительной степени отвечает массиву в целом и, как принципиальная схема, отражает строение вертикального разреза практически всех полнодифференцированных интрузивов норильско-талнахской группы.

Особенности строения Норильского и Талнахского рудных узлов во многом сходны и определяются их приуроченностью к центриклинальным замыканиям мульд, контролирующей ролью Норильско-Хараелахского разлома и оперяющих его дислокаций высоких порядков. Полнодифференцированный интрузив Норильск-І имеет сложную в плане конфигурацию, обусловленную контролем со стороны пликативных структур, и представляет собой лентовидное тело, залегающее вблизи межформационного шва: угленосные отложения тунгусской серии - вулканогенная толща, но главным образом в нижней части туфолавового разреза. В поперечном сечении интрузив имеет корытообразную форму с крутыми бортами, резкими прогибами днища и ответвлениями в виде маломощных даек, фиксируемых в вулканитах надеждинско-моронговской свиты. Мощность интрузива Норильск-І колеблется в широких пределах, достигая 350 м в прогибах килевой зоны. Распределение максимальных мощностей руд в значительной степени совпадает с максимумами интрузива, т.е. рудные залежи тяготеют к килевой зоне интрузива - его желобообразным прогибам, где обычно фиксируются и повышенные мощности пикритовых габбро-долеритов.

Вертикальный разрез интрузива Норильск-I очень близок Талнахскому полнодифференцированному массиву. В нем также выделяются три расслоенные серии с характерными составляющими их горизонтами. Отличительные черты разреза массива Норильск-I выражаются лишь в некоторых особенностях внутреннего строения верхней расслоенной (габбровой) серии, обусловленных локализацией интрузива в вулканогенной толще и проявленных в широком развитии эруптивных брекчий.

Медно-никелевые месторождения Норильского района составляют совокупность разнообразных по составу и внутреннему строению рудных горизонтов, группирующихся в рудную зону. Рудные тела в пределах горизонтов имеют сложную морфологию и неравномерное размещение, что спределяет существенную неоднородность рудной зоны как в вертикальном измерении, так и по латерали. Структурные особенности формирования полнодифференцированных интрузивов определяют сходство строения рудной зоны всех месторождений, однако полнота набора типов сульфидных руд различных рудных узлов и месторождений неодинакова.

В отдельных месторождениях вариации строения рудной зоны в наибольшей степени проявлены между флангами и центральными частями рудных узлов. В обобщенном виде закономерности внутреннего строения рудной зоны выражены в том, что на флангах обычно развит максимальный набор рудных горизонтов, а в центральных частях строение рудной зоны упрощается и отдельные горизонты выпадают из разреза. Некоторые рудные горизонты характеризуются отчетливой автономностью, выраженной в формировании для каждого из них своей минеральной зональности. Совмещение в плане рудных горизонтов обусловлено синструктурными условиями формирования сульфидоносного интрузива и разнообразных типов руд в его экзоконтакте.

Сульфидная вкрапленность является типичной чертой гипербазитбазитовых полнодифференцированных интрузивов норильско-талнахской группы. В Талнахском рудном узле горизонт вкрапленных руд, как наиболее мощный и достаточно однородный, проявлен в Северо-Восточной ветви продуктивного интрузива, а в Северо-Западной – обнаруживает существенное усложнение, особенно на западном фланге, где устанавливается несколько маломощных горизонтов. Неоднородность горизонта вкрапленных руд выражается в чередовании локально обогащенных и относительно обедненных участков, прослеживаемых по простиранию интрузивов. При этом максимумы концентрации сульфидов фиксируются для руд как в пикритовых, так и в такситовых габбро-долеритах.

В горизонте пикритовых габбро-долеритов распределение сульфидов от верхней части горизонта к центральной и последовательность смены минеральных ассоциаций от центральной части к нижней свидетельствуют о симметричной зональности оруденения. В пикритовых габбро-долеритах выделяются три основных морфологических типа сульфидных агрегатов: интерстициальные (сидеронитовые), овоидные (каплевидные) и ксеноморфные. В такситовых габбро-долеритах продолжаются тенденции изменения состава сульфидных парагенезисов.

Зональность сульфидных вкрапленных руд характерна для Талнахского и Норильского рудных узлов и в значительно меньшей степени проявлена в интрузивах других рудных узлов. Что касается фланговых зон полнодифференцированных интрузивов, то при заметном увеличении вертикального размаха вкрапленного оруденения изменяется состав минеральных ассоциаций, что выражается главным образом в выпадении из сульфидных парагенезисов пирротина.

Массивные медно-никелевые руды размещаются в нижнем экзо- и эндоконтактах полнодифференцированных интрузивов, но изредка отмечаются и в зоне верхнего эндоконтакта, где образуют штокверково-жильное оруденение. По морфологическим особенностям они представлены преимущественно плитообразными жилами и блоками, линзовидными залежами, жилами и прожилками, составляющими апофизы более крупных тел. Наибольшее разнообразие типов рудных тел свойственно Талнахскому рудному узлу, в пределах которого преобладают залежи линзовидной и неправильной формы, локализованные во вмещающих породах нижнего экзоконтакта интрузива.

Плитообразные жилы и рудные блоки часто формируются в эффузивных вмещающих породах или породах эндоконтактовой зоны интрузивов, где образуют оруденение штокверково-жильного типа. Эти зоны наиболее проявлены на отработанных участках северного фланга месторождения Норильск-I, где они локализованы в породах эндоконтактовой серии интрузива. В базальтах ложа интрузива рудные тела состоят из системы ветвящихся жил и линзовидных обособлений, цементирующих крупные включения вулканитов, а в терригенных метаморфизованных породах они образуют линзовидные залежи различного состава, сопровождаемые зонами вкрапленных руд.

Прожилково-вкрапленные медно-никелевые руды залегают в контактово-метаморфических образованиях, формирующих ореол вокруг полнодифференцированных сульфидоносных интрузивов и нередко сопоставимых с ними по мощности. Оруденение наложено на все типы контактовометаморфических пород, за исключением низкотемпературных метасоматитов, образованных после сульфидного оруденения.

Эти экзоконтактовые существенно медистые руды пространственно и генетически связаны с массивными. На примере Северо-Западной ветви Талнахского интрузива можно наблюдать, что в нижнем горизонте локализации экзоконтактовые руды образуют ореолы вокруг тел сплошных сульфидов. В этой части месторождения прожилково-вкрапленные руды локализуются и в верхнем экзоконтакте интрузива, где они фиксируются вдоль западных оперяющих разрывов Норильско-Хараелахского разлома. Прожилково-вкрапленные руды характеризуются широким спектром рудных

минералов, в котором кроме пирротина, пентландита и халькопирита развиты кубанит, миллерит, пирит, магнетит, борнит, халькозин, джерфишерит, минералы группы валлериита – точилинита, виоларит, макинавит. Среди минеральных ассоциаций наиболее распространены пентландитхалькопирит-пирротиновая и пентландит-пирротин-халькопиритовая, образующие иногда самостоятельные тела прожилково-вкрапленного оруденения.

Закономерности локализации медно-никелевых руд месторождений Норильского района позволяют убедиться в том, что рудоотложение связано с двумя автономными этапами. Между этапами существует достаточно значительный промежуток времени, необходимый для кристаллизации и остывания интрузивов до такого состояния, в котором они могли бы реагировать на тектонические деформации как жесткое тело.

Первый этап соответствует внедрению, дифференциации и кристаллизации сульфидно-силикатных магматических расплавов. Рудообразование этого этапа полностью определяется внутренними процессами в магматической камере, из которых наиболее важными с позиции рудоотложения являются: гравитационное обособление различных силикатных фаз и несмесимой сульфидной жидкости; распределение рудообразующих компонентов между сульфидами и силикатами как отражение равновесия между двумя сосуществующими расплавами; кристаллизация сульфидов при разных параметрах состояния обособленных объемов сульфидной жидкости. Второй этап рудоотложения соответствует формированию массивных и ассоциирующих с ними прожилково-вкрапленных руд. При этом один из наиболее существенных вопросов - определение условий обособления богатой сульфидной жидкости. Гипотеза о самостоятельной сульфидной субфазе, впервые сформулированная В.К. Котульским [21] и получившая развитие в работах М.Н. Годлевского [6, 7] и ряда других исследователей [5, 8, 30, 38], относится к наиболее детально в настоящее время разработанным и обоснованным. Глубинная дифференциация и флюидно-магматическое расщепление сульфидно-силикатных магм в процессе их подъема или в промежуточных очагах являются, по-видимому, тем ведущим механизмом, который определяет отделение и последующее самостоятельное внедрение богатой сульфидами магматической жидкости.

Более позднее по отношению к сульфидно-силикатным расплавам внедрение существенно сульфидной жидкости позволяет ожидать формирования богатых рудных тел на нескольких уровнях сферы рудоотложения. На примере некоторых участков Талнахского рудного узла установлены два таких уровня: один из них (основной) располагается в основании продуктивного интрузива, а второй – в надынтрузивной зоне. Вполне правомерно предположение о возможном развитии также и более глубоких уровней рудоотложения. В целом многоярусность локализации оруденения – одна из важнейших характеристик рудных узлов Норильского района.

Характеристика сульфидной медно-никелевой рудной формации будет недостаточной, если не остановиться на новом формационном типе месторождений платиновых металлов, пространственно и генетически связанных с верхней эндоконтактовой зоной полнодифференцированных интрузивов норильско-талнахской группы [5, 30, 33]. При этом следует отметить, что аномальное строение и состав верхней минерализованной зоны продуктивных интрузивов отмечались и ранее [33, 35 и др].

Платиновые металлы приурочены к малосульфидным горизонтам хромитоносных такситовых габбро, располагавшихся на значительном удалении по вертикали от сульфидных медно-никелевых руд, распространенных в нижней части основной расслоенной серии и в горизонте нижнего эндоконтакта дифференцированных интрузивов Талнах, Норильск-I, Имангда.

Формирование хромитоносного такситового габбро полнодифференцированных интрузивов норильско-талнахской группы рассматривается с позиции высокой роли флюидной фазы, стимулирующей как проявление внутрикамерной сульфидно-силикатной расслоенности, так и развитие специфических пород, включающих пегматоидные блоки и чрезвычайно пестрые по минералого-петрографическому составу образования. Выше отмечено, что в вертикальном разрезе верхней расслоенной серии развиты гибридные эндоконтактовые породы, контактовые закалочные габбродолериты, анортитовое лейкократовое габбро, хромитоносное такситовое габбро, габбро-диориты. Хромитоносное такситовое габбро, в котором устанавливаются хромитовая, сульфидная и платиновая минерализации, содержат участки равномерно-зернистых и такситовых лейкогабброидных пород, среди которых широко развиты различные по объему блоки пикритов, троктолитов, плагиоперидотитов, клинопироксенитов, нередко обрамленные существенно анортозитовой каймой. В этих образованиях не только развита рассеянная хромитовая минерализация, но и обнаруживаются шлировидные хромититовые обособления, фиксируется распространение сульфидов и других рудных минералов. Для пород этого горизонта характерно широкое развитие вторичных минералов, содержащих повышенное количество летучих компонентов (сера, фосфор, углекислота, вода и др.). Среди них наиболее распространены апатит, биотит, пренит, хлорит, амфибол, тальк, ангидрит, карбонаты.

Минералы сульфидов в рассматриваемом горизонте представлены пирротином, халькопиритом, пентландитом, а также ассоциацией более поздних рудных минералов, включающей пирит, миллерит, аргентопентландит, галенит, сфалерит, арсениды и сульфоарсениды никеля. Минералы платиновой группы тесно ассоциируют с сульфидами, сопровождаются пренитом, биотитом, хлоритом, карбонатами и представлены сперрилитом, маякитом, стибиопалладинитом, высоцкитом. Кроме того, платиновые металы образуют твердые растворы в никелине, пентландите, миллерите. Концентрация платиновых металлов достаточно высока в такситовых породах, наиболее насыщенных хромитовой минерализацией и отличающихся широким развитием низкотемпературных фаз с летучими компонентами, и резко снижается в относительно однородных лейкогабброидных породах.

Строение и состав горизонта, включающего хромитовую, сульфидную и платиновую минерализации, обусловлены важнейшей ролью в породо- и рудообразовании процессов флюидно-магматической конвекции. Внутрикамерная дифференциация кристаллизующегося сульфидно-силикатного расплава усложняется в результате перераспределения петрогенных и рудных компонентов, что приводит к аномальному формированию в кровле вертикальной колонки меланократовых пород и хромититов, а также неравновесных ассоциаций первичных и вторичных сульфидов, включающих и платиновую минерализацию.

Пластообразные залежи с платиново-металльной минерализацией в хромитоносных такситовых габбро верхней расслоенной серии интрузивов норильско-талнахской группы следует рассматривать как аналог платиноносных рифов ритмично-расслоенных комплексов Бушвельд (рифы Меренского, UG-2), Великая Дайка Зимбабве (риф Потейто), Стиллуотер (J – М риф). Как для норильских дифференцированных интрузивов, так и для ритмично-расслоенных плутонов, типоморфными чертами платиноносных горизонтов являются: широкий набор петрографических разновидностей пород; сопряженное развитие хромитовой, сульфидной и платиновой минерализаций; ассоциация пород и оруденения с комплексом минералов, содержащих значительное количество летучих компонентов.

Особенности состава и строения хромитоносных такситовых габбро норильских полнодифференцированных интрузивов показывают, что их образование обусловлено взаимодействием двух процессов, сопровождающих консолидацию сульфидно-силикатных расплавов. Если первый из них представляет собой обычную кристаллизационную дифференциацию с гравитационным осаждением и сепарированием твердых фаз, то второй сопряженный процесс отвечает флюидно-магматической конвекции, определяющей изменение последовательности дифференциации и перераспределения компонентов расплава. При этом, надо полагать, конвективный процесс охватывает как компоненты, накапливающиеся в остаточной жидкости, так и компоненты, входящие в состав ранних твердых фаз, испытавших частичное растворение при их реакциях с остаточным расплавом.

## Магномагнетитовая рудная формация

Железорудная металлогеническая провинция, главным составным элементом которой является широко известный Ангаро-Илимский рудный район, находится в южной части Сибирской платформы. Выделенный недавно Ангаро-Вилюйский рудный пояс [2, 26] включает несколько аналогичных районов и в общих чертах отвечает контурам перспективных железорудных площадей юга и юго-востока Тунгусской синеклизы, обозначенных ранее [28]. Железорудные месторождения Сибирской платформы сформированы, как и другие многочисленные типы рудопроявлений вулканогенно-осадочного чехла, в процессе автономной позднепалеозойской – раннемезозойской и отраженной мезозойской активизации. Они генетически (парагенетически) и пространственно связаны с трапповым магматизмом, но вместе с тем не находят сопоставимых аналогов среди других трапповых провинций мира. В регионе выявлено около 200 месторождений, из них наиболее крупные Коршуновское, Рудногорское, Нерюндинское и др.

Ангаро-Вилюйский рудный пояс как крупная длительно развивающаяся структурно-формационная металлогеническамя зона широкой полосой (сотни километров) протягивается с юго-запада на северо-восток (более 1000 км) от Шарыжалгайского кристаллического выступа Присаянья вдоль южного и юго-восточного бортов Тунгусской синеклизы почти до центральной части Сибирской платформы (рис. 4, а).

Мощность земной коры в рассматриваемом регионе оценивается примерно в 40-45 км, хотя рельеф поверхности М характеризуется резко выраженными изгибами. Образования вулканогенно-осадочного чехла платформы составляют 6 км и более, но в связи с неоднородным блоковым строением фундамента и сложной историей осадконакопления обычно не превышает 4-5 км. Ангаро-Вилюйский рудный пояс наложен на разновозрастные структуры фанерозойского чехла (раннепалеозойский Ангаро-Ленский прогиб, позднепалеозойская – раннемезозойская Тунгусская синеклиза, мезозойский Саяно-Вилюйский прогиб), в связи с чем его формирование объясняется более глубинными факторами, т.е. структурами кристаллического фундамента.

Фундамент, сложенный метаморфизованными и интенсивно дислоцированными образованиями архея и протерозоя и включающий гранитные массивы и гипербазитовые породы, характеризуется положительными и



Рис. 4. Ангаро-Вилюйский рудный пояс и кольцевые структуры железорудных месторождений а — схема геологической структуры фундамента и железорудных проявлений Ангаро-Вилюйского рудного пояса (по М.М. Одинцову и В.Г. Домышеву [28]); б — кольцевые структуры, контролирующие железорудные месторождения ангаро-илимского типа (по Л.Г. Страхову [37]).

1 – краевая антеклиза Сибирской платформы (выступ докембрийского фундамента); 2 – жеткие массивы докембрийского фундамента под осадочным чехлом; 3 – зоны главнейших разломов в докембрийском фундаменте: 1 – Ангаро-Вилюйская, II – Катанга-Илимпейская, III – Ангаро-Ковинская; 4 – зоны разломов фундамента высших порядков; 5 – границы петельчатых зон разломов в платформенном чехле; 6 – железорудные проявления; 7–9 – железорудные месторождения: 7 – вулканических трубок с подводящими трещинами (Кр – Коршуновское, Рд – Рудногорское, Нр – Нерюндинское, Кп – Капаевское, Крс – Краснояровское, Окт – Октябрьское, Тг – Тагарское), 8 – то же, изометрической формы, 9 – неустановленной структуры; 10 – трапповые вулканы; 11 – предполагаемые очаговые кольцевые структуры: 1 – Илимская, 2 – Тубинская, 3 – Нерюндинская, 4 – Братская, 5 – Окинская.

отрицательными формами рельефа и имеет общее погружение в северозападном направлении. В блоках фундамента в целом преобладают структуры антиклинорного типа [26]. Гетерогенное строение кристаллических образований, выявленное главным образом на основе геофизических данных [4], в значительной степени определяет характер эндогенного оруденения этой территории.

Глубинные разломы фундамента, трассируемые линейными гравитационными аномалиями, также, по-видимому, имеют гетерогенное строение, длительную историю развития и неодинаковую в вертикальном и латеральном направлениях степень рудонасыщенности. Уместно заметить, что проницаемость земной коры южной части Сибирской платформы в позднем палеозое – раннем мезозое ниже, очевидно, чем для площадей севера и северо-запада платформы. Это предположение объясняется и небольшим объемом излившихся траппов.

К главным разломам фундамента относятся Ангаро-Вилюйская и

Катанга-Илимпейская зоны северо-восточного простирания и Ангаро-Ковинская – северо-западного. Они совпадают с общей планировкой жестких докембрийских структур, устанавливаемых под осадочным чехлом, и контролируют развитие железорудных районов, полей и месторождений, большинство сульфидных и полиметаллических рудопроявлений среднего палеозоя, позднего палеозоя – раннего мезозоя, а в зоне первого, крупнейшего из них, находится Малотуобинское кимберлитовое поле девона. Рассматривая эти зоны как долгоживущие глубинные разломы и определяя высокую динамическую активность структур этой территории в период от девона до юры, следует считать, что Ангаро-Вилюйский рудный пояс сформирован в результате позднепалеозойской – раннемезозойской активизации Сибирской платформы. Кроме этих структур, в пределах рудного пояса развиты разноориентированные разломы регионального ранга, составляющие вместе с первыми наиболее проницаемые области пересечения и контролирующие распределение рудных месторождений.

К основным структурным элементам вулканогенно-осадочного чехла относятся пологие сводовые поднятия и резкие локальные складки в нижнепалеозойских отложениях, сопровождающие главные зоны разломов, региональные структуры Тунгусской синеклизы и Саяно-Вилюйского прогиба (поднятия, впадины, валы), локальные пликативные и дизъюнктивные нарушения в верхнепалеозойских и нижнемезозойских вулканогенно-осадочных отложениях. Особый интерес представляют вулканотектонические структуры, играющие наиболее важную роль в рудообразовании [26, 36].

Вулканотектонические структуры (45-120 км в поперечнике) относятся к типу кольцевых, образующих пологие, часто незамкнутые купола и мульды, сформированные в породах палеозойского и раннемезозойского возраста (см. рис. 4, б). По краям они обрамляются многочисленными трещинами, зонами дробления, гидротермальными проявлениями, дугообразными дайками траппов и диатремами. Эти кольцевые структуры находят отображение в магнитных полях, относительно спокойных в центральной части и довольно сложных на периферии. Оценивая структуры как производные деформаций фундамента и выражение магматических процессов в верхних слоях земной коры, предполагают, что их размеры и форма определяются морфологией промежуточных очагов, генерировавших железорудные месторождения ангаро-илимского типа. По составу обломков в цементе базальтовых туфов и, главным образом, по отсутствию гранулитов, эклогитов, перидотитов в диатремах траппов, по развитию в них обломков пород кристаллического фундамента глубина формирования промежуточных очагов определяется в 8-15 км.

Исходя из фактических данных и предположений, следует считать, что процесс формирования железорудных месторождений является довольно длительным и не одноактным. Корни месторождений не принадлежат конкретным трапповым массивам платформенного чехла, а связаны с эволюцией промежуточных магматических очагов, имеющих, по-видимому, значительную вертикальную протяженность и взаимодействующих с мантийным источником. Этот вывод сделан на основании геологических данных и калий-аргонового датирования вулканических трубок и магнетитового оруденения. Формирование месторождений определяется периодом времени от возникновения трапповых диатрем (220±25 млн лет) до их заполнения гидротермальной магнетитовой минерализацией (160–100 млн лет). Такой значительный промежуток времени эволюции промежуточных очагов может быть только при условии длительного существования жидкого базальтового расплава в протяженной магматической колонне. Равнове-



Рис. 5. Схема строения железорудных месторождений ангароилимского типа (по Л.Г. Страхову [38]).

2 — магнетитовые руды: 1 — брекчиевые, 2 — сетчато-прожилковые и трещинно-жильные; 3 — туфогенные породы; 4 — массивные траппы; 5 — туфобрекчии; 6—8 — осадочные породы: 6 — ордовик — карбон, 7 — верхний кембрий, 8 — нижний кембрий; 9 — породы кристаллического фундамента; 10 — границы вулканических трубок; 11 — тектонические нарушения; 12 — зоны повышенной трещиноватости.

сие жидкого базальтового расплава в перегретом состоянии могло поддерживаться подтоком мантийного флюида. Взаимодействие базальтового расплава промежуточного очага и глубинного флюида обеспечивало вы-

нос железа и формирование гидротермально-метасоматической минерализации: образование магномагнетитовых жил и скарнированных пород с вкрапленным оруденением [2, 37].

Гидротермально-метасоматическая природа железорудных месторождений объясняется иногда мобилизацией железа в процессе предполагаемой ассимиляции кембрийских галогенных пород платформенного чехла [28]. Некоторые исследователи [27] связывают эти месторождения с интрузиями траппов. При этом считается, что железо из долеритов поступает в процессе тепловой мобилизации рассолов и компонентов. Роль рассолов в переносе и концентрировании железа нельзя, по-видимому, исключать целиком. Однако большинством исследователей в последние годы отдается предпочтение образованию месторождений в результате длительной дифференциации базальтового расплава в условиях промежуточного магматического очага. В пользу этого свидетельствуют и геофизические данные, показывающие, что вертикальный размах оруденения не ограничивается породами чехла и минерализованные породы прослеживаются также в кристаллических образованиях фундамента.

Большинство месторождений локализовано в трубках взрыва, очень похожих на диатремы кимберлитов и представляющих собой субвертикальные воронкообразные структуры размером до 1000–2000 м в поперечнике. Они уходят на значительную глубину и постепенно сужаются до щелеобразных тел. Обращает на себя внимание неоднородность обломочного материала, выведенного примерно на один уровень и представленного как осадочными, так и трапповыми образованиями, среди которых развиты продукты гидротермально-метасоматической переработки пород, в том числе магнетитовые руды. При этом выделяются руды с относительно равномерной вкрапленностью магнетита, брекчиевые, сетчато-прожилковые и трещинно-жильные (рис. 5). Обнаруженные в составе обломочного материала трубок взрыва гнейсы, гранитоиды и другие породы кристаллического основания подтверждают предположение о расположении магматического очага, генерирующего железорудные месторождения, в фундаменте платформы. Эти данные противоречат также представлениям о формировании магномагнетитовых месторождений как результате ассимиляции траппами галогенных кембрийских отложений.

Внутреннее строение трубок вэрыва свидетельствует о весьма неравномерных проявлениях гидротермально-метасоматического преобразования пород и степени их оруденения. Рудоносные породы представлены известковыми и магнезиальными скарнами, серпентин-хлоритовыми, карбонатными, эпидот-хлорит-амфиболовыми метасоматитами. Обычно в периферических зонах преобладают карбонатные, а в центральных – карбонатсерпентиновые, серпентин-тальк-карбонатные метасоматиты. Нередко руды представлены серпентин-магномагнетитовыми агрегатами. Рудные тела в зависимости от строения рудолокализующих структур имеют различную морфологию – от столбообразных и крутонаклонных блоков и жил до стратиформных и линзовидных залежей. При этом концентрация железа бывает часто весьма неравномерной.

## выводы

Собственно трапповая формация не может рассматриваться как рудоносная магматическая формация, хотя с ней пространственно связаны многочисленные рудные и неметаллические полезные ископаемые. К собственно рудоносным магматическим формациям относятся гипербазитбазитовая, щелочно-гипербазитовая и кимберлитовая, проявленные в особых геотектонических условиях и, несомненно, связанные с трапповым магматизмом не только пространственно, но и генетически (парагенетически) на уровне эволюции мантийных очагов в зонах первичной магмогенерации. Проявления гипербазит-базитового никеленосного, щелочногипербазитового полиформационного и кимберлитового алмазоносного магматизма совпадают с наиболее подвижными линейными зонами Сибирской платформы, прошедшими длительную и сложную историю своего развития и приуроченными к древним неоднократно регенерированным рифтогенным структурам. Мобилизация огромных масс мантийных расплавов, глубинная сепарация рудных компонентов, неоднократное флюидномагматическое расщепление расплавов на уровне мантийных и коровых промежуточных очагов приводят к отделению различных базитовых (трапповых) продуктов дифференциации, докамерная эволюция которых определяет концентрирование рудных компонентов и рудоотложение в благоприятных структурах платформенного чехла. Надо полагать, что большинство типов связанных с траппами месторождений формируется в процессе гидротермального минералообразования, а источником рудного вещества являются не только мантийные расплавы, но и различные горизонты земной коры.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Аветисов Г.П., Голубков В.С. Глубинное строение центральной части Норильского рудного района по данным МОВЗ ГСЗ // Сов. геология. 1984. № 10. С. 86–94.
- Ангаро-Вилюйский рудный пояс Сибирской платформы / Одинцов М.М., Домышев В.Г., Страхов Л.Г. и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. – 109 с.
- Бушканец Ю.С., Невская А.В., Беляков Г.Д. Каменская магматическая провинция щелочных пород // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л.: НИИГА, 1970. С. 157-170.
- Витте Л.В., Одинцов М.М. Закономерности формирования кристаллического фундамента юго-запада Сибирской платформы // Геотектоника. – 1973. – № 1. – С. 29–37.

95

- 5. Геология и рудоносность Норильского района / Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. М.: Наука, 1988. 272 с.
- 6. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. — 63 с.
- Годлевский М.Н. Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. - М.: Недра, 1968. - С. 7-84.
- 8. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. — М.: Недра, 1968. — 352 с.
- Дашкевич Н.Н., Мусатов Д.Н., Яскевич В.И. Глубинное строение западной части Сибирской платформы и некоторые аспекты ее исторического развития // Тектоника Сибири. — М.: Наука, 1970. — Т. 3. — С. 180—188.
- Дистпер В.В., Дюжиков О.А., Тарасов А.В. Норильский рудный район // Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. — М.: Наука, 1983. — С. 103—130.
- Додин Д.А., Батуев Б.Н. Геология и петрология талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. – Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971. – С. 31–100.
- Додин Д.А., Вишневский А.Н., Голубков В.С., Мануренко Н.К. Енисейско-Североземельский медно-рудный пояс (проблемы и перспективы) // Рудно-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. – Л.: Севморгеология, 1985. – С. 5–15.
- Дюжиков О.А. Енисейско-Оленекский рудный пояс севера Сибирской платформы // Геология руд. месторождений. — 1985. — № 3. — С. 18—33.
- Дюжиков О.А., Дистлер В.В. Коматииты Норильского рудного района // Докл. АН СССР. 1981. – Т. 261, № 5. – С. 1194–1197.
- Дюжиков О.А., Федоренко В.А. Опыт картирования и изучения вулканогенных толщ при прогнозировании сульфидных медно-никелевых месторождений (северо-запад Сибирской платформы) // Методы составления палеовулканологических карт. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — С. 103-109.
- Егоркин А.В., Эюганов С.К., Чернышов Н.М. Верхняя мантия Сибири // 27-й Международный геологический конгресс: Докл. сов. геологов. – М.: Наука, 1984. – Т. 8: Геофизика. – С. 27-42.
- Вгоров Л.С. Происхождение и формационный состав маймеча-котуйского магматического комплекса // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. — Л.: НИИГА, 1970. — С. 134—156.
- Золотухни В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы (особенности геологии, состава и генезиса пермо-триасовых эффузивов). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — 246 с.
- Зотов И.А. Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М.: Наука, 1979. — 155 с.
- Кавардин Г.И. Металлогения северо-запада Сибирской платформы. Л.: Недра. Сиб. отд-ние, 1976. — 159 с.
- Котульский В.К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений // Сов. геология. – 1948. – № 29. – С. 11–24.
- Малич Н.С., Туганова Е.В. Принципы и методика минерагенического анализа платформы. М.: Недра, 1980. – 287 с.
- 23. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
- Наторхин И.А., Архинова А.И., Батуев Б.Н. Петрология талнахских интрузий. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1977. — 236 с.
- Никишов К.Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Л., 1981. – 33 с.
- Одинцов М.М., Домышев В.Г. Ангаро-Вилюйский рудный пояс (к металлогении Сибирской платформы) // Геология и геофизика. – 1977. – № 1. – С. 3–15.
- Павлов Д.И., Пэк А.А. Формирование железорудных месторождений ангаро-илимского типа как результат тепловой мобилизации пластовых рассолов региональным трапповым силлом // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — Т. 1. — С. 172—187.
- Павлов Н.В. Магномагнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. — 224 с.
- Истрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапловой интрузии / Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. — 424 с.
- Петрология сульфидного магматического рудообразования / Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. — М.: Наука, 1988. — 231 с.

- Погребникий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971. — 248 ч.
- Пятницкий В.К., Штувин И.М. Новые представления о строении земной коры Сибирской платформы // Докл. АН СССР. - 1975. - Т. 223, № 3. - С. 680-683.
- 33. Рябов В.В., Цимбалист В.Г., Якоби Н.Я. О концентрации хрома и платиноидов в кровле расслоенных интрузий норильского типа // Докл. АН СССР. – 1982. – Т. 266, № 2. – С. 350-353.
- Савинский К.А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М.: Недра, 1972. – 168 с.
- Смирнов М.Ф. Строение норильских никеленосных интрузий и их сульфидные руды. М.: Недра, 1966. — 58 с.
- Страхов Л.Г. Очаговые кольцевые структуры на юге Сибирской платформы // Докл. АН СССР. – 1975. – Т. 223, № 1. – С. 185-188.
- Страков Л.Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — 116 с.
- Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений / Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. М.: Наука, 1981. 234 с.
- Сурков В.С., Жеро О.Г., Смирнов Л.В. Западно-Сибирская плита // Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. – М.: Наука, 1977. – С. 133–141.
- Урванцев Н.Н. Северо-Сибирская никеленосная область // Геология и геофизика. 1974. Nº 3. – С. 3–11.
- Фотмади Э.Э., Сурков В.С., Гришин М.П., Жеро О.Г. Региональные геофизические исследования земной коры Сибири // Геология и геофизика. – 1978. – № 1. – С. 90–95.
- Мануренко Н.К. Апатитовые проявления Горного Таймыра // Апатитоносность севера Сибири. – Л.: НИИГА, 1976. – С. 112–116.
- Distler V.V., Genkin A.D., Dyuzhikov O.A. Sulfide petrology and genesis of copper-nickel ore deposits // Geology and metallogeny of copper deposits. - B.; Heidelberg: Springer, 1986. -P. 111-123.

## METALLOGENY OF THE SIBERIAN PLATFORM TRAPS. O.A. DYUZHIKOV

Structural-magmatic zonality, distribution of traps and accompanying magmatites of the north part of the Siberian platform are described. The Yenisei — Olenek ore belt is characterized as a large linear zone with distinctive structure and metallogeny. It was formed as a result of intracontinental rifting and continuous development of nickel-bearing ultrabasites, polyformational alkaline ultrabasites and diamond-bearing kimberlites. Various ore formations appeared simultaneously with Late Paleozoic-Early Mezozoic magmatism are considered with spesial emphasis to copper-nickel sulphide and magnomagnetite formations. Problems of trap magmatism and endogenous ore development are discussed.

## II. ТРАППЫ ДЕКАНА

УДК 551.211

## СРАВНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК БАЗАЛЬТОВ ДЕКАНСКИХ ТРАППОВ ИЗ ЗАПАДНЫХ ГАТ ВБЛИЗИ ИГАТПУРИ И ВОСТОЧНЫХ ОБНАЖЕНИЙ ВБЛИЗИ НАГПУРА И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ\*

## С.Ф. Сетна, Б.С. Сетна

Распределение главных и рассеянных элементов в 16 образцах базальтов из разреза мощностью 1600 м от Бхиванди до Игатпури и за пределами холма Калзубай (наибольшая высота Западных Гат) сравнивается с распределением в 9 образцах из лавовых потоков, которые выходят на поверхность западнее Нагпура (550 км северо-восточнее разреза Игатпури). Базальты разреза Игатпури варьируют от примитивных пикритовых до высокодифференцированных.

\* Перевод с английского М.В. Хомутовой при научной редакции А.И. Альмухамедова.

Содержание MgO в них колеблется в пределах 12,43-4,55 мас. %. Базальты Нагпура показывают намного меньшее изменение в содержании MgO (5,16-7,13 мас. %). В целом для обеих групп базальтов наблюдаются очень большие колебания величины M' (индекс магнезиальности, равный 100Mg/[Mg + 0,85(Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>)]), ат. % – от 41,15 до 70,85 с одновременным изменением концентраций других элементов. Лавы Игатпури и Нагпура имеют, вероятно, близкий по составу мантийный источник. Более примитивные базальты разреза Игатпури (с величиной М' между 55,0 и 70,85) подвержены значительной контаминации континентальным коровым материалом.

#### введение

Базальты Декана, рассматриваемые в статье, отобраны из двух разрезов. Один разрез – от Бхиванди (40 км северо-восточнее Бомбея) до Игатпури (рис. 1) вдоль дороги Бомбей – Агра и далее до холма Калзубай (1600 м), который является высшей точкой в поле развития деканских траппов. Большинство лавовых потоков имеют здесь сложный характер [15]



Рис. 1. Распространение траппов Декана.

и состоят из большого количества малых потоков, которые являются сильно пористыми и относятся к типу пахоехое. Отсутствие красных и зеленых зон выветривания в верхних частях потоков свидетельствует о том, что в этой части Деканского плато извержения следовали довольно быстро одно за другим. Мишра [12] дал хорошее объяснение характерам потоков и петрографическим различиям слагающих их пород в районе Игатпури. Он описал в нескольких потоках океаниты, анкарамиты, оливиновые долериты и пикрит-базальты в дополнение к обычным базальтам. Бин с соавторами [2, 3], Бодас и

др. [4], Суббарао и др. [14] разработали стратиграфию траппов этого разреза и отнесли лавовые потоки к калсубайской подгруппе, которая в дальнейшем была подразделена на формации джавар, игатпури, нерал и такурвади.

Другой разрез, западнее Нагпура (см. рис. 1), слагают практически горизонтальные простые лавовые потоки, которые встречаются в интервале высот от 450 до 1130 м над ур. м. Этот разрез, около 680 м мощностью, находится в восточной части Деканских траппов, примерно в 550 км северовосточнее разреза Игатпури. Из-за отсутствия интрузивных тел в ассоциации с лавовыми потоками в восточных траппах предполагалось, что последние были образованы лавой, растекающейся на несколько сотен километров от источников, которые, как было предположено [6, 16], возникали вдоль западного прибрежного пояса около Бомбея или в зоне линеамента Нармада-Сан.

## петрография

Разрез Игатпури. Большинство базальтов имеют порфировую структуру с микрофенокристаллами оливина, плагиоклаза и авгита, встречающимися в отдельности или совместно. Часто микрофенокристаллы образуют гломеропорфировые агрегаты. В некоторых случаях, когда плагиоклазовые фенокристаллы имеют размеры больше 2 см в длину, порода описывается как гигантопорфировый плагиоклазовый базальт [10]. Образцы, использованные для изучения, в большинстве случаев содержали микрофенокристаллы и были достаточно свежими. Вторичные изменения ограничены обычно кристаллами оливина, по которому образуется серпентин или иддингсит вдоль трещин и краев зерен.

Оливин встречается главным образом в виде фенокристаллов, хотя в одном образце (Ig15) он присутствует также в основной массе. Максимальное количество модального оливина составляет 14,6 %. SEM-анализ\* оливина дает соотношение 100Mg/(Mg+Fe) (эквивалентное молекулярному содержанию форстерита) между 79,1 и 73,5 для фенокристаллов. В образце Ig15 фенокристалл оливина имеет состав Fo77,6, в то время как два зерна в основной массе заметно менее магнезиальны – Fo63,3 и Fo48,5 соответственно [13].

Пироксен обычно ограничен основной массой и лишь в отдельных случаях он встречается в качестве микрофенокристаллов. Данные по углам оптических осей и SEM-анализ свидетельствуют, что авгит ( $2V_z$ =45-50°) является преобладающей разновидностью, хотя в одном образце присутствует (Ig1) псевдоодноосный пижонит. SEM-анализ показывает соотношение Ca : Mg : Fe в нем, равное 10:60:30 (среднее из трех определений), в то время как сосуществующий авгит имеет аналогичное соотношение, равное 36:40:24. Авгитовые составы в других образцах изменяются в пределах Ca41Mg49Fe10 – Ca35Mg40Fe25 [13].

Плагиоклаз представлен обычно свежими зернами и имеет двойникование по альбитовому, карлсбадскому и периклиновому законам. SEM-анализ показывает колебания в содержании анортита в нем между 71 и 62 % для фенокристаллов и 68–58 % для основной массы.

Разрез Нагпур. Большинство базальтов имеют здесь микропорфировый характер с плагиоклазом в качестве главного минерала вкрапленников. В некоторых образцах в качестве микрофенокристаллов выступают также оливин и пироксен. Основная масса обычно имеет интергранулярную структуру, но нередко встречается и интерсертальная структура. В ряде случаев образцы базальтов богаты коричневым интерсертальным стеклом и указывают на девитрификацию вдоль микротрещин.

Фенокристаллы плагиоклаза обычно показывают содержание анортита (оптические определения) от 67 до 72 %, в то время как его состав в основной массе изменяется от  $An_{60}$  до  $An_{67}$ . SEM-анализы плагиоклаза свидетельствуют в свою очередь, что реальный состав фенокристаллов колеблется от  $An_{61}$  в образце Ng2 до  $An_{79}$  в образце Ng15. Содержание анортитового минала в плагиоклазах основной массы в этих же образцах равно соответственно 54 и 65 % [13].

Пироксен обычно ограничен основной массой, и эдесь авгит является единственно присутствующей разновидностью. SEM-анализы показывают незначительное изменение в составе пироксенов. Так, в образце Ng15 клинопироксен в двух зернах, исследованных отдельно, имеет состав Ca<sub>39</sub>Mg<sub>43</sub>Fe<sub>18</sub> и Ca<sub>36</sub>Mg<sub>41</sub>Fe<sub>23</sub>. Максимальное обогащение железом наблюдается в пироксене из образца Ng18, где его состав соответствует формуле Ca<sub>28</sub>Mg<sub>40</sub>Fe<sub>32</sub> [13].

Свежий оливин отмечен только в образце Ng15, и здесь два зерна по данным SEM-анализа дают содержание форстерита 60,6 и 68,0 % соответственно. Большинство других образцов лишены оливина или, если присутствовали отдельные его зерна, полностью изменены до серпентина.

<sup>\*</sup> Метод сканирующей электронной микроскопии.

## Таблица 1

Химический состав (мас. %, содержание редких элементов (мкг/г) и СІРШ-нормы базальтов разреза Игатпури

Параметр	Ig1	Ig2	1g3	1g8	Ig9	Ig10	1g15	Ig16	Ig18	Ig29	Ig31	1g32	Ig37	Ig38	Ig39	Ig41
\$iO2	51,03	49,07	49,60	49,70	51,66	50,51	48,94	48,62	48,65	50,11	49,80	49,98	49,56	50,47	50,70	49,06
TiO2	1,90	1,72	1,43	2,20	1,56	2,90	1,82	1,92	1,49	2,55	2,07	2,17	2,14	2,21	1,19	1,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,05	13,03	13,76	13,85	14,09	13,88	13,75	13,00	11,33	13,38	13,90	13,50	13,77	13,77	9,27	13,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,76	5,90	7,24	7,02	4,70	5,45	5,20	3,79	4,90	3,67	4,20	4,01	8,73	5,24	4,36	4,75
FeO	9,09	6,00	4,26	6,96	6,30	8,74	6,91	8,90	6,76	10,83	8,01	8,43	6,36	8,34	6,80	7,02
MnO	0,18	0,19	0,17	0,21	0,16	0,19	0,18	0,18	0,17	0,22	0,18	0,19	0,20	0,20	0,18	0,19
MgO	6,57	8,72	7,97	6,29	7,15	4,55	7,57	8,64	11,01	5,34	7,00	6,47	4,65	5,18	12,43	8,07
CaO	10,15	11,22	10,50	10,80	10,66	9,14	10,34	10,70	11,19	9,96	11,18	10,58	8,57	9,52	11,44	11,04
Na <sub>2</sub> O	2,38	1,76	2,31	2,41	2,23	2,56	2,32	1,89	1,53	2,46	2,04	1,83	2,27	2,44	.1,42	2,23
K_0	0,60	0,42	1,01	0,33	0,43	0,99	0,74	0,59	0,49	0,34	0,21	0,23	1,22	0,69	0,58	0,27
P.O.	0,19	0,20	0,14	0,19	0,15	0,27	0,18	0,16	0,12	0,24	0,19	0,19	0,20	0,22	0,12	0,20
П.п.п.	0,99	1,54	1,89	0,87	1,07	0,96	1,29	0,89	2,33	1,17	0,94	2,49	2,11	1,25	1,43	1,99
M	54,35	61,79	60,80	49,84	58,75	41,15	57,80	59,54	67,40	44,21	55,46	52,99	40,69	45,42	70,85	59,97
Sc	25	29	26	32	26	32	27	26	2.9	34	30	29	36	30	28	29
v	310	298	300	412	291	434	318	376	297	457	334	378	411	392	309	315
Cr	288	527	375	142	315	60	325	426	815	166	344	266	75	103	1341	361
Co	49	55	51	55	47	47	54	62	65	50	54	52	48	51	67	56
Ni	104	170	98	91	57	39	73	212	160	100	124	82	54	00	240	101
Rb	17	5	23	206	200	27	14	101	14	242	246	392	216	238	176	280
Sr	289	241	23	200	209	275	255	24	21	38	29	28	31	38	17	24
	128		107	122	126	200	139	116	87	168	126	120	151	171	81	113
Nb	11	9	6	9	8	15	10	8	6	11	9	8	10	9	6	. 6
Ba	157	153	217	90	191	250	197	129	118	118	104	79	181	253	173	115
La	20	19	15	17	23	29	28	18	20	24	20	20	24	36	20	16
Pb	6	7	5	5	7	11	3	6	5	7	4	5	6	10	6	3
Q	3,65	5,21	4,21	6,43	6,91	7,39	2,57	0,96	1,98	5,03	5,26	7,61	10,37	7,33	2,63	2,85
Or	3,59	2,53	6,07	1,95	2,56	5,90	4,46	3,54	2,97	2,03	1,26	1,39	7,38	4,15	3,48	1,62
Ab	20,36	15,16	19,87	20,40	19,04	21,84	20,04	16,23	13,26	21,01	17,48	16,02	19,67	21,01	12,20	27 23
An	26,17	26,89	24,59	26,01	27,42	23,65	25,44	25,84	23,15	24,68	20,50	20,51	24,30	9.01	16 43	11 32
Di-Wo	9,81	11,88	11,45	11,00	10,42	8,47	10,74	7 22	10,14	9,05	7.02	6 21	5.93	5.35	12.05	7.89
Di-En	2,21	9,10	9,90	0,05	1,52	4,90	/,54	1,23	10,15	4,07	1,02	0,21	3,55	3,55	1 12,00	1 ,,,,,,

2,49 12,45 3,96 6,99 3,47 0,48
2,83 19,38 4,54 6,42 2,30 0,29
3,20 7,77 4,65 7,73 4,27 0,53
0,67 5,93 0,67 12,96 4,16 0,49
3,44 10,29 5,71 5,95 4,22 0,46
3,29 10,63 4,97 6,17 3,98 0,45
4,78 8,55 8,39 5,37 4,89 0,57
2,30 17,96 4,07 7,28 2,90 0,29
3,48 14,61 7,05 5,58 3,70 0,39
2,29 11,71 3,55 7,70 3,53 0,44
3,11 6,47 4,06 7,97 5,55 0,65
2,22 10,65 3,24 6,88 2,99 0,36
1,92 7,62 1,82 10,18 4,18 0,45
10,18 10,31* 2,76 0,34
1,53 13,01 2,19 8,71 3,33 0,48
<ul> <li>3,91</li> <li>11,04</li> <li>7,83</li> <li>4,05</li> <li>3,65</li> <li>0,46</li> </ul>
Di-Fs Hy-En Hy-Fs Mt II Ap

\* Hm = 0,25. Анализы на главные и редкие элементы, приведенные в табл. 1, 2, выполкены рентгенофлюоресцентным методом. M' = 100Mg/[Mg+

85(Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>)] при условии, когда 85 % суммарного железа представлено FeO

## ПЕТРОХИМИЯ К ГЕОХИМИЯ

Результаты анализа на главные и рассеянные элементы для 16 образцов разреза Игатпури приведены в табл. 1. Данные расчета СІРW-норм указывают на присутствие нормативного кварца (0,96–10,3 %) и свидетельствуют о кварц-толеитовом характере рассматриваемых базальтах. Содержание MgO изменяется от 12,43 % в пикритовых до 4,55 % в более дифференцированных базальтвх. При этом величина М' = =(100Mg/[Mg+0,85(Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>)], ат.% [7]) изменяется от 71 до 41 с соответствующим изменением содержания других элементов. Только два образца содержат MgO более 10 мас.% и могут быть описаны как пикритовые базальты, в то время как другие образцы содержат MgO менее 8,72 % и, таким образом, не являются истинными пикритовыми базальтами.

Наблюдается довольно выраженная положительная корреляция [8] между MgO и CaO, в то время как суммарное железо,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $TiO_2$ , MnO и  $P_2O_5$  показывают с MgO отрицательную корреляцию.

Среди рассеянных элементов когерентные элементы – Сг, Со и Ni – имеют отчетливую положительную корреляцию с MgO (и M' соответственно), а некогерентные – V, Y, Zr и Nb – отрицательную. Отметим, что часть некогерентных элементов, таких как  $K_2$ O, Ba и Rb, показывают довольно слабую корреляцию с MgO, но между собой коррелируют положительно.

В табл. 2 приведены результаты анализа главных и рассеянных элементов в девяти образцах базальтов, каждый из которых представляет отдельный лавовый поток из разреза Нагпур. Образец Ng2 представляет поток в придонной части разреза, другие образцы - последовательно вышележащие потоки. Все девять образцов являются также кварц-нормативными толеитовыми базальтами, содержание нормативного кварца в которых изменяется от 0,83 до 6,24 %. Хотя образцы из разреза Нагпур кажутся одинаковыми по составу, существует отчетливое изменение в величинах М' - от 55,43 до 42,03. Образец с высокой величиной М' является оливинсодержащей породой (Ng15) с максимальным содержанием MgO - 7.13 %. Интересно отметить, что два образца с высокой величиной М' (55,43 и 54,62) имеют также высокое содержание нормативного анортита (59,97 и 61,50 % соответственно), в то время как в образце с минимальной относительной магнезиальностью (обр. Ng18, М'=42,03) содержание нормативного анортита самое низкое (50,54 %). Подобное изменение в содержаниях анортитового минала наблюдается и по данным SEM-анализа этих образцов, что уже отмечено в петрографическом разделе. За исключением MnO, который не дает видимой корреляции с большинством петрогенных компонентов, все остальные главные элементы показывают довольно хорошую корреляцию с MgO и соответственно с величиной М. Так,

Таблица 2

Химический состав (мас.%), содержание редких элементов (мкг/г) и CIPW-нормы базальтов района Нагпура

Параметр	NG2	NG6	NG7	NG12	NG13	NG15	NG18	NG20	NG23
SiO	48.08	48.40	40.66	19 76	40.24	40.01	40.02	40.00	40.16
310 2 TiO	40,50	40,45	47,00	40,70	47,24	40,01	47,05	40,00	49,10
110 2	2,50	2,75	2,97	2,53	2,20	1,02	2,95	2,41	2,05
AI <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,19	12,64	13,30	12,38	13,54	14,38	12,28	13,02	14,11
re <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,47	4,73	3,62	5,57	4,97	3,09	3,75	5,13	4,76
FeO	9,35	9,29	10,00	9,47	8,74	9,24	11,55	9,34	8,12
MnO	0,21	0,28	0,21	0,21	0,20	0,19	0,23	0,23	0,19
MgO	5,49	5,75	5,34	5,93	5,70	7,13	5,16	5,68	7,12
CaO	10,12	11,25	10,41	9,96	10,65	11,49	9,77	10,32	11,46
Na <sub>2</sub> O	2,40	2,30	2,30	2,30	2,33	2,26	2,45	2,40	2,12
K <sub>2</sub> O	0,26	0,30	0,58	0,30	0,25	0,15	0,45	0,30	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,26	0,37	0,24	0,20	0,15	0,30	0,22	0,17
П.п.п.	1,29	1,80	1,17	1,34	1,54	1,11	1,45	1,11	1,42
м	44,65	47,09	45,79	46,22	47,50	55,43	42,03	46,05	54,62
Sc	29	34	32	30	25	29	32	38	28
v	413	446	423	416	422	360	446	464	368
Cr ·	77	95	184	77	94	264	135	84	272
Co	53	55	52	54	56	57	52	52	56
Dh N1	62	78	101		91	138	76		117
Sr	218	217	208	201	195	203	198	195	202
Y	36	36	46	37	35	26	43	38	26
Zr	171	164	221	175	148	104	212	158	109
· Nb	12	13	19	12	10	8	16	10	8
Ba	102	79	144	100	100	51	114	104	54
La Ph	26		28	25	18	15	26	26	14
	ļ. '	4	,			5	· ·	0	
Q	6,14	4,61	5,35	6,24	5,76	0,83	4,62	5,25	3,96
Or	1,56	1,81	3,47	1,82	1,51	0,90	2,72	1,81	0,65
Ab	20,67	19,85	19,71	19,93	20,10	19,37	21,17	20,74	18,06
An Di-Wo	24,88	23,75	24,50	10.81	20,25	29,02	10.80	24,57	11 38
Di-En	5 98	7 64	5 63	6 39	6 50	6.65	5.16	6.35	7.33
Di-Fs	3,85	4,87	4,60	3,88	3,92	4,41	5,49	4,20	3,30
Hy—En	7,94	6,97	7,84	8,74	7,97	11,34	7,97	8,10	10,52
Hy—Fs	5,12	4,44	6,40	5,32	4,80	7,51	8,47	5,36	4,73
Mt	8,07	7,00	5,32	8,27	7,35	4,54	5,55	7,60	6,95
	4,95	5,33	5,71	4,92	4,41	3,50	5,72	4,67	3,88
Ap	0,55	0,63	0,89	0,54	0,40	0,30	0,75	0,55	0,41

например, CaO, MgO и  $Al_2O_3$  имеют минимальный коэффициент корреляции с M, равный +0,86, в то время как некогерентные показывают минимальную величину коэффициента корреляции -0,72. Таким образом, очевидно, что существует определенный процесс дифференциации, ответственный за последовательную эволюцию базальтов, при которой они истощаются когерентными и обогащаются некогерентными петрогенными элементами.

Среди рассеянных элементов можно наблюдать, что стронций является не парным, поскольку не показывает никакой корреляции с другими элементами. Кроме стронция близкими свойствами обладает скандий. Остальные рассеянные элементы имеют достаточно выраженную корреляцию с величиной M'. Среди когерентных элементов (Сг, Со, Ni) самый низкий коэффициент корреляции по отношению к M (+0,79) имеет хром; среди некогерентных (V, Rb, Y, Zr, Nb, Ba, La и Pb) наиболее низкая отрицательная величина коэффициента по отношению к M' устанавливается для рубидия (-0,63). Корреляция некогерентных элементов с  $K_2O$  тоже весьма выражена, что может быть рассмотрено как важное свидетельство, исключающее возможность добавления каких-либо из них за счет коровой контаминации.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрохимические и геохимические данные, приведенные выше, показывают, что лавовые потоки Деканского плато как из разреза Западных Гат, так и из восточных обнажений, сложены, несомненно, толеитовыми базальтами. В целом в них наблюдаются достаточно большие изменения содержаний MgO особенно для лав в разрезе Игатпури, где несколько потоков сложены пикритовыми базальтами, содержащими больше 10 % MgO. Для того, чтобы сравнить вещественный состав базальтов из разрезов Игатпури и Нагпур, содержания наиболее характерных элементов были сопоставлены с величиной M', отражающей степень дифференциации.

На рис. 2 такая зависимость представлена для типичных когерентных элементов – Сг, Со, Ni и CaO. Точки, характеризующие поведение хрома, распределяются вдоль очень узкого поля и показывают резкое начальное падение его содержаний с последующим более постепенным снижением по мере уменьшения величины M. Видно также, что все точки базальтов из разреза Нагпур не выходят на графике из пределов поля образцов Игатпури. Со и Ni показывают постепенное снижение концентраций по мере уменьшения величины M', хотя существует определенное рассеяние точек для образцов при M' в интервале 52–62 в случае Со и несколько меньшем интервале в случае Ni. Однако в обоих случаях образцы Нагпура вместе с образцами Игатпури образуют единое поле. Для CaO характерно менее постепенное снижение концентраций при высоких величинах M' (между 50 и 70), но для малых M' (< 50) наблюдаются более крутые зависимости. Как и в случае с другими когерентными элементами, здесь снова образцы Нагпура и Игатпури не выходят из пределов единого тренда.

На рис. 3 с величиной M' сопоставляются типичные некогерентные элементы – иттрий, цирконий, титан и натрий. Для первых трех элементов зависимости очень близки и отражают увеличение содержаний некогерентных элементов по мере уменьшения магнезиальности пород. При этом большее рассеяние точек наблюдается при низких величинах M', в интервале от 40 до 45. Для Na<sub>2</sub>O в целом характерна аналогичная тенденция, однако большие вариации концентраций устанавливаются в интервале M'между 52 и 62. Следует подчеркнуть, что на всех графиках образцы обоих разрезов также образуют единые поля.

На рис. 4 в тех же координатах показано распределение специфической группы некогерентных элементов –  $K_2O$ , Ва и Rb. Во всех трех случаях можно видеть, что существует необычное обогащение этими элементами образцов из разреза Игатпури при величинах M' >54. В то же время для интервала M 40–54 образцы из обоих разрезов характеризуются последовательным повышением концентраций  $K_2O$ , Ва и Rb по мере снижения степени магнезиальности базальтов. Необычное обогащение отмеченными некогерентными элементами базальтов Игатпури при величинах M' >54 является, очевидно, определенным признаком того, что родоначальная для них магма была подвергнута значительной контаминации гранит-



Рис. 2. Взаимосвязь содержаний Сг, Со, Ni и СаО с коэффициентом магнезиальности М' (см. табл. 1, 2) в базальтах разрезов Игатпури (кружки) и Нагпура (крестики).



Рис. 3. Взаимосвязь содержаний Y, Zr, TiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O с М'в базальтах разрезов Игатпури (кружки) и Нагпура (крестики).

содержащей континентальной корой. Подобный процесс не устанавливается ни для одного из образцов базальтов из разреза Нагпур, точки составов которых на рассматриваемых графиках образуют единое поле с неконтаминированными базальтами разреза Игатпури.



Махони [11] выполнил детальные геохимические исследования образцов, отобранных из разреза Игатпури (образцы, исследованные в данной работе, были получены также из коллекции Махони). В дополнение к главным и рассеянным элементам в его работе [11] приведены новые данные изотопных исследований. Из этих данных следует, что первичные  $^{87}$ Sr/ $^{86}$ Sr отношения в базальтах разреза Игатпури колеблются в пределах 0,70724–0,71225, в то время как отношения изотопов Nd, представленные как  $\in JUV^{(T)}$ , изменяются в пределах (+1,5) – (-8,7). На базе этих геохимических исследований Махони сделал вывод о том, что "для базальтов разреза Игатпури-Калсубай должна подразумеваться более сложная история с учетом контаминации".

На рис. 5 приведены графики вариаций отношений Rb/Y и Nb/Y для базальтов рассматриваемых разрезов и базальтов других районов Декана, по данным Кокса и Хоксвоза [9]. Отчетливо устанавливается, что большинство образцов разреза Нагпур и частично разреза Игатпури попадают на графике в поле продуктов типичной, по мнению упомянутых авторов, магматической дифференциации, как, например, базальты района Амбенали. В то же время остальные образцы находятся в поле базальтов Поладпура или выше его. Отношение Rb/Nb в базальтах из разреза Нагпур колеблется в пределах 0,13–1,31, при этом только три образца имеют указанное стношение выше 0,69. С другой стороны, большинство точек составов базальтов Игатпури попадают не только в поля базальтов Амбенали и Поладпура, но также располагаются за пределами этих полей, выше поля базальтов формации Буше и правее базальтов Поладпур.

Отношение Rb/Y изменяется в базальтах Игатпури наиболее существенно – от 0,1 до 1,06 (см. рис. 5). Фактически же для одного образца (Ig37), точка которого не нанесена на график, так как вышла за пределы представленного рисунка, оно достигает величины 1,74. Также существенны в базальтах Игатпури вариации отношения Rb/Nb и оно меняется от 0,33 до 3,83, достигая в одном образце (Ig37) 5,4. Кокс и Хоксвоз [9] применили отношение Rb/Nb в качестве индикатора степени контаминации базальто-



Рис. 5. Rb/Y и Nb/Y отношения в траппах Декана и других породах [9] в сопоставлении с данными по разрезам Игатпури (открытые кружки) и Нагпура (крестики).

вой магмы материалом сиалической коры. Согласно их данным, низкие величины указанных отношений в образцах Нагпура свидетельствуют о том, что материнские расплавы этих пород не подвергались значительной контаминации коровым материалом, в то время как высокие значения Rb/Nb отношений в части базальтов из разреза Игатпури являются очевидным доказательством влияния корового материала.

Рассмотренные выше диаграммы (см. рис. 2–4) показывают тем не менее, что наблюдаемые составы базальтов, особенно с низкими содержаниями MgO, формировались за счет фракционирования материнской магмы, которая была, несомненно, богаче магнием и характеризовалась более высокими отношениями Mg/Fe. Кокс [7] сделал заключение, что первичная магма отвечает составу пикритовых, а не наблюдаемых (с низким содержанием MgO) базальтов, которые преобладают в некоторых платобазальтовых провинциях, включая Декан. Главным доказательством не первичного происхождения маломагнезиальных базальтов является низкое отношение Mg/Fe, которое не может быть получено при равновесном плавлении очень богатого оливином материала верхней мантии. Согласно Коксу [7], наиболее вероятно рассматривать в качестве первичных магм пикритовые расплавы с величиной M > 60, в то время как составы, имеющие M < 60, являются по своей природе производными от первых.

В соответствии с "Проектом изучения базальтового вулканизма" [1] величина М для продуктов частичного плавления мантии принята равной 70–72. Образец Ig39 с величиной М 70,85 отражает, таким образом, вероятный состав продукта частичного плавления мантии. Однако сомнение вызывает то, что рассматриваемый базальт не является афировым, а содержит большое количество микрофенокристаллов оливина, очевидно, как следствие кумулятивных процессов. В то же время даже если он не представляет мантию в качестве продукта первичного плавления, нет сомнения в том, что этот тип базальтов вместе с другими базальтами с величиной М' >60, отражает состав магм, которые являются менее дифференцированными и могут быть, вероятно, первичными для базальтов с низкими величинами М'. Можно также предполагать, что базальты разреза Нагпур, которые отстоят от района Игатпури более чем на 550 км и имеют сходные петрохимические и геохимические характеристики с последними, образовались из аналогичной материнской магмы пикритового состава.

Ранее гипотезы Веста [16] и Хоубея [6] о том, что лавовые потоки формировались в двух зонах развития дайковых тел – вдоль западного побережья и линеамента Нармада-Сан, считались удовлетворительными при объяснении происхождения траппов Декана. Однако в настоящее время трудно объяснить схожесть состава базальтов двух рассматриваемых разрезов в предположении, что лавы Игатпури изливались в районе западного побережья Индостана, а лавы Нагпура в районе Нармада-Сан. Последние работы Бина [2, 3] и Бодаса [4] с соавторами похоже подтверждают гипотезу влияния "горячей точки" в происхождении траппов декана. Например, согласно Бину и др. [3], базальты Декана образовались при дрейфе субконтинента Индостана на север над горячей точкой в мантии, расположенной сейчас в районе острова Рейньен. С другой стороны, Кокс (устное сообщение) убежден, что траппы Декана связаны с деятельностью больших щитовых вулканов, часть которых представляют Западные Гаты. Они были расположены ранее вдоль центральной части вулканического поля. Современные структуры Западных Гат и линеамента Нармада-Сан с их кислыми, средними и щелочными разновидностями магматических пород наложены на главную фазу покровных вулканитов Декана. Эти гипотезы не противоречат схожести составов обоих рассмотренных разрезов – Игатпури и Нагпура.

Авторы выражают благодарность проф. В. Вимменауэру за разрешение использовать научное оборудование Минералогического института университета Альберт-Людвиг, Фрайбург, ФРГ; госпоже Шлегел и проф. Отто за помощь в определении главных и редких элементов рентгеноспектральным методом; госпоже Девалд и проф. В. Цайгану за определение FeO и потерь при прокаливании. Образцы для изучения были представлены доктором К. Гопаланом (Национальный геофизический исследовательский институт, Хайдерабад, Индия) и доктором Дж. Д. Макдоугаллом (Скрипсоновский институт океанографии, США) из коллекции доктора Дж. Махони, отобранной по Проекту INT 82-07391. Выполнение настоящей работы было возможным благодаря субсидиям, полученным первым автором от Немецкого академического общества (DAAD) и некоторых частных образовательных фондов в Бомбее, Индия.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Basalt Volcanism Study Project. Volcanism on the terrestrial Planets. N.Y.: Pergamon Press, 1981. - 1286 p.
- Beane J.E., Turner C.A., Hooper P.R. et al. A preliminary stratigraphy of basalt flows in part of the Western Ghat Deccan, India // IAVCE1, Hamburg Meeting, Absract. - 1983. - P. 9.
- Beane J.E., Turner C.A., Hooper P.R. et al. Stratigraphy, composition and form of the Deccan basalts, Western Ghats, India // Bull. Volcanol. - 1986. - V. 48. - P. 61-83.
- Bodas M.S., Khadri S.F.R., Subbarao K.V. et al. Flow stratigraphy of a part of the Western Deccan province - A preliminary study // Proc. 5th Indian Geol. Congress. - 1985. - P. 339-347.
- Bodas M.S., Khadri S.F.R., Subbarao K.V. Stratigraphy of the Jawhar and Igatpuri Formations, Western Ghat Lava Pile, India // Special Publication for Workshop on Deccan Flood Basalts. Geol. Soc. India. - 1988. - P. 235-252.
- Choubey V.D. Long distance correlation of Deccan basalt flows, Central India // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1973. - V. 84. - P. 2785-2790.

- 7. Cox K.G. A model for flood basalt volcanism // Journ. Petrol. 1980. V. 21. P. 629-650.
- Cox K.G., Hawkesworth C.J. Geochemical stratigraphy of the Deccan Trap at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes // Journ. Petrol. -1985. - V. 26. - P. 355-377.
- 9. Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, London. - 1979. - 450 p.
- Hooper P.R., Subbarao K.V., Beans J.E. The Giant Plagioclase Basalts (GPBs) of the Western Ghats, Deccan Traps // Special Publication for Workshop on Deccan Flood Basalts. Geol. Soc. India. - 1988. - P. 135-144.
- Mahoney J.J. Isotopic and chemical studies of the Deccan and Rajmahal Traps, India: Mantle Sources and Petrogenesis. Ph. D. Thesis. - University of California. - 1984.
- 12. Mishra K.K. Petrology of the picrite basalt flows in the Igatpuri area, Nasik District, Maharashtra // Bull. Volcanol. - 1972. - V. 35. - P. 957-964.
- Sethna S.F., Sethna B.S. Mineralogy and petrogenesis of Deccan Trap basalts from Mahabaleshwar, Igatpuri, Sagar and Nagpur Areas, India // Special Publication for Workshop on Deccan Flood Basalts. Geol. Soc. India. - 1988. - P. 69-90.
- Subbarao K.V., Bodas M.S., Hooper P.R., Walsh J.N. Petrogenesis of Jawhar and Igatpuri Formations Western Deccan Basalt Province // Special Publication for Workshop on Deccan Flood Basalts. Geol. Soc. India. - 1988. - P. 253-280.
- Walker G.P.L. Compound and simple lava flows and flood basalts // Bull. Volcanol. 1972. -V. 35. - P. 579-589.
- West W.D. The Source of Deccan Trap flows near Sagar // Proc. Indian. Sci. Cong. 46th Session. Pt. III. - 1959.

## COMPARISON OF GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF DECCAN TRAP BASALTS FROM WESTERN GHATS NEAR IGATPURI AND THOSE FROM THE EASTERN OUTCROP NEAR NAGPUR AND THEIR PETROGENETIC SIGNIFICANCE. S.F. SETHNA, B.S. SETHNA

Major and trace element analyses of sixteen samples of basalts, representing the vertical section of 1600 meters from Bhiwandi to Igatpuri and beyond into Kalsubai Hill (highest altitude along the Western Ghats) have been compared with nine analyses of basalts from lava flows that outcrop west of Nagpur (550 kilometers east-northeast of the Igarpuri section). Basalts along the Igatpuri section show variation from picritic basalts to highly differentiated basalts with MgO contents varying from 12,43 % to 4,55 %. On the other hand, basalts from Nagpur show much less variation in MgO contents (5,16 and 7,13 %). There is a very large variation in the M' values (atomic 100 Mg/[Mg+0,85 (Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>)]) from 41,15 to 70,85 with similar variation in the concentration of other elements. The lavas of Igatpuri and Nagpur seem to have a common genetic mantle source. The more primitive basaltic rocks of the Igatpuri section (M' value between 55 and 70,85) have undergone a considerable amount of contamination by the continental crustal material.

УДК 550.42

## МЕДЬ В БАЗАЛЬТАХ ДЕКАНА\*

## П.О. Александер

По сравнению с другими покровными базальтами мира содержание меди в траппах Декана в 2 раза выше. Это характерно для большинства типов базальтов. Особенно богаты медью кварцевые толеиты, и в некоторых случаях ее абсолютное содержание достигает здесь 0,054 мас. %. Установлено, что в породах с высокими содержаниями помимо силикатов и окислов значительная часть меди находится в виде сульфидов. Обсуждаются вариации содержания меди в траппах Декана в сравнении с другими базальтовыми породами, а также дается краткая характеристика месторождений и рудопроявлений самородной меди и ее минералов. Проведен обзор более ранних работ в свете некоторых новых находок. Рассматриваются перспективы поисков проявлений самородной меди. Сделан вывод, что детальное изучение медного оруденения в траппах Декана заслуживает большего внимания, чем чисто научный интерес.

<sup>\*</sup> Перевод с английского Т.В. Бунаевой при научной редакции А.И. Альмухамедова.
Медь является одним из типичных редких элементов в базальтовых магмах. Во время магматической кристаллизации сложное геохимическое поведение меди может стимулировать ее концентрирование в силикатах, оксидах и сульфидах или даже в самородном состоянии. Около 60–70 % мировой добычи меди связано с сульфилами позднего магматического и гидротермального этапов. Однако, например, лавы Верхнего Мичигана, вмещающие крупное месторождение самородной меди, свидетельствуют о том, что где бы ни находились массивные базальтовые лавы, возможности обнаружения самородной меди не могут быть исключены.

Несмотря на то, что траппы Декана являются одной из наиболее значительных базальтовых провинций Мира, они недостаточно изучены в отношении распределения второстепенных и редких элементов в обширных лавовых потоках. Проведенные за последние 20 лет исследования представляют собой главным образом совместные работы с зарубежными учеными. Детальные исследования поведения отдельных элементов в траппах немногочисленны. В данной статье представлен такой анализ для меди. С одной стороны, приводится описание проявлений самородной меди и сульфидов в траппах Декана в свете личных наблюдений автора, с другой – дается представление о закономерностях распределения содержаний меди в базальтовых породах в целом. Приведены оценки возможности концентрирования меди в базальтах северо-восточной части провинции, для которой характерны самые высокие ее содержания (до 0,054 мас. % Сu).

Медь в базальтах Декана. В 70-х годах автор начал геохимические исследования обширной площади траппов Декана на северо-востоке провинции [1, 2]. Наличие значительных содержаний меди в этих районах (около 500 мкг/г по данным РФА и эмиссионной спектрографии) наряду с фиксируемыми иногда рудопроявлениями самородной меди, сульфидами и малахитом указывает на необходимость регионального изучения объекта. Надежные данные по содержанию меди немногочисленны. Работа представлена с учетом опубликованных данных, в частности по западной части провинции Декан [4, 6, 16]. В табл. 1 приведены систематизированные автором и заимствованные из других работ.

Самородная медь и ее минералы в траппах Декана. Траппы Декана покрывают обширные области в штатах Махараштра, Гуджарат и Мадхья-Прадеш. Для изучения рудопроявлений меди обычно используются инженерные сосружения и карьеры, которые лучше вскрывают взаимоотношения оруденения и вмещающих пород. В этих трех штатах известно более 20 участков с проявлениями самородной меди, ее сульфидов и оксидов. Один из наиболее известных участков находится у плотины Мой в районе Саураштра, в 3 км на юго-восток от Бхайавадара (21°51': 70°15'). Другие участки в штате Гуджарат включают Бех (22°17' : 69°30'), Шерди (21°35' : : 70°08'), Бури (21°33' : 70°07') и Атманбара в районе Джамнагара; Етпур (21°45' : 70°07'), Вирпур (21°51':70°42') в районе Райкот и Гир Форест (21°03':70°54') в районе Джунагар. В штате Махарштра, где траппы покрывают наиболее обширную территорию, медь была обнаружена в районах Колапур (16°42':74°14'), Расин (18°26':74°55'), Сирсонди (20°26':74°25') и в Джалаквади (17°24':73°45') в карьере, заложенном для проекта Койона. Самородная медь также была найдена в районе Хандигунда (16°25':75°50') в округе Белгаум на границе штатов Карнатака и Махараштра. Большинство этих проявлений незначительного размера. Они описаны в Бюллетене Геологической службы Индии в 1981 г. и ранее в работах Данна и Инграна [7], а также Радхакришны и Пандита [20]. В северо-восточной части траппового ареала Декана, в районе Сагара (23°56':78°38') автором были обнаружены крупинки самородной меди и халькопирита. Малахитовые пятна

# Содержание меди в траппах Декана, мкг/г

Индекс	Местоположение	Кол-во определений	Содержание меди	Литературный источник			
I. Базальты, западный ареал							
1	Амбенени	13	210	[6]			
2	Бимасанкар	3	210	[6]			
3	Ботал	5	102	[10]			
4	Буше	8	103	[4]			
5	Лепан	3	69	[10]			
6	Ланлука	30	105	[10]			
7	Лохап	3	259	[1]			
8	Гирнар	4	139	[14]			
9	Игатирии	7	137	[1]			
10	Кантала	9	169	[4]			
11	Кайдали		309	[ <sup>4</sup> ]			
.12	Mayahangunan	22	217	[4 16]			
12	Нарад	<u>25</u> A	104	[4, 10]			
15		10	238	[0]			
	базальты	10	230	[4]			
. 14	Нипани		100	[9]			
15	Павагар	12	94	[1, 9, 10]			
16	Поладпур	· 10	183	[4, 6]			
17	Пуна		296	[1]			
18	Раджпипла	13	130	[10]			
19	Такурвади	9	131	[4]			
20	Вадван	l 3	102	[10]			
	II. Базальты, центральны	й и восточный	ареалы				
21	Чинпвара		230				
22	Леваликари	2	517	[1]			
23	Инпора	_	100	[9]			
24	Лжибалиур		215				
	Тоже	3	163	[9]			
25	Катанги		205	[1]			
26	Наглур	4	155	[9]			
27	Caran	36	321	[1]			
21			521	1 1.1			
III. Долериты даек Декана							
а	Сардар, Саураштра		132	[1]			
b	Пахмари, Центральная Индия		289	11			
c	Хайдерабад		158	[1]			
d	Жетпур, Гуджарат		100	[ [1]			
e	Райкот, Гуджарат		122	[1]			

Примечание. Цифровые и буквенные индексы см. на рис. 1.

отмечаются также в верхней части большинства потоков в районах Сагар, Нарсингпур, Джабалпур и Чхивандра в Центральной Индии. Рис. 1 дает общую картину проявлений меди и ее минералов в траппах Декана.

Обсуждение результатов. Среднеарифметическое содержание меди в базальтах составляет 116 мкг/г, а медиана – 100 мкг/г [18]. Значения, приводимые другими авторами, несколько ниже: например, по данным Виноградова [25] – 100 мкг/г, Ведеполя [27] – 88 мкг/г, Турекиана и Ведепо-

Рис. 1. Выходы базальтов Декана и местоположение рудопроявлений самородной меди и

других ее минералов. Цифры 1—27 и буквы относятся к участкам, для которых в табл. 1 приведены содержания меди в траппах; треугольниками показано положение медных

рудопроявлений.

ля [23] – 87 мкг/г. Базальты Декана, в среднем имеющие кварц-нормативный состав, показывают в большинстве случаев более высокие содержания меди. В настоящей работе рассматриваются около 200 надежных



оценок ее содержаний с целью изучения пространственного распределения рудопроявлений и связи с петрологическими особенностями траппов Декана, а также для сравнения с другими покровными базальтами. Табл. 1 дает представление о средних содержаниях меди в некоторых районах западного и центрального ареалов траппов Декана. Их местоположение показано на рис. 1. Из большего числа данных, не включенных в табл. 1, самое низкое значение (45 мкг/г) характерно для базальтов Гирнара [14], тогда как самое высокое (540 мкг/г) – для базальтов Девалхори (23°45': :78°34') в районе Сагар [1], причем в обоих случаях базальты являются толеитовыми. Гистограмма на рис. 2 показывает вариации содержаний меди в траппах Декана в целом, независимо от типа породы. Наблюдается достаточно широкий диапазон абсолютных значений концентраций меди – от 45 до 540 мкг/г, при этом, однако, значения выше 200 мкг/г обычно характерны для кварц-нормативных толеитов.

В табл. 2 показан характер изменения содержаний меди в различных типах базальтов Декана, а также приведены среднемировые значения для тех же типов пород. С учетом среднеарифметических величин для траппов Декана самая высокая концентрация меди отмечается для кварц-норма-



тивных толеитов (229 мкг/г), что также справедливо для средних значений различных типов базальтов в целом [18].

Таким образом, очевидно, что кварцевые толеиты Декана более чем в 2 раза богаче медью. По средним мировым значениям (в порядке понижения содержаний) следующее место занимают оливин-норматив-

Рис. 2. Гистограмма распределения меди в траппах Декана.

1 — кварцевые толеиты; 2 — все другие типы базальтов.

Таблица 2

Среднеарифметические и медианные содержания медив различных типах базальтов, мкг/г

	1	2	3	4			
Траппы Декана							
Среднеарифметическое Медиана	299 307	97 106	122 120				
Мировые значения							
Среднеарифметическое Медиана	135 125	75 75	126 105	47 35			

Примечание. 1 — кварц-нормативные толеиты; 2 – оливин-нормативные толеиты; 3 — оливин-нормативные щелочные базальты; 4 — нефелин-нормативные базальты. ные толеиты (126 мкг/г), а нефелин-нормативные базальты являются самыми бедными (47 мкг/г). Однако в траппах Декана нефелиннормативный базальт близок к кварцевым толеитам Мира по содержанию мели (122 мкг/г), что также значительно выше, чем среднее мировое значение для такого же типа (47 мкг/г).

По сравнению с другими покровными базальтами Мира и некоторыми хорошо известными базальтовыми провинциями траппы Декана

неизменно имеют более высокое содержание меди. Например, 299 мкг/г меди в кварцевых толеитах Декана – это намного выше, чем 148 мкг/г в базальтах р. Колумбия [18], 125 мкг/г в лавах Кевинаван (штат Мичиган), 197 мкг/г в интрузии Скаергард, 126 мкг/г в Алеутских вулканитах, 125 мкг/г в базальтах Карру [1], 110 мкг/г в Сибирских траппах [17] и 111 мкг/г в толеитах срединно-океанических хребтов [8]. С учетом этих данных базальты вулкана Килауза на Гавайских островах, имеющие повышенные содержания меди (207 мкг/г [18]) в сравнении со средним базальтом, стоят ближе к траппам Декана.

Имеются тем не менее и обратные примеры, когда лавовые толщи характеризуются более высокими содержаниями меди по сравнению с траппами Декана. Так, базальтовые потоки Сичондонг в бассейне Йонгянг (Корея) в среднем содержат 1020 мкг/г меди [11]. Аналогично этому в триасовых вулканитах Норс Маунтейн, Нова Скотиа (восточная часть Северной Америки) зафиксированы содержания меди, которые выше, чем в траппах Декана. В своей работе Синха [21] показал, что здесь среднее содержание меди составляет 496 мкг/г, и это можно сравнить с наиболее высокими содержаниями в траппах Декана в районе Сагар [1]. В то же время в некоторой части базальтов Нова Скотиа ее содержания достигают заметно более высоких значений (636 мкг/г).

Возвращаясь вновь непосредственно к траппам Декана, отметим, что и в них наблюдаются значительные вариации содержаний меди (см. табл. 1). В северо-восточной части ареала (район Сагар) кварцевые толеиты имеют самые высокие значения, и среднее содержание меди составляет здесь 321 мкг/г. Максимальные же величины концентраций (540 мкг/г) характерны для верхнего потока в районе Девалчори (23°45':78°34'). Для других частей Декана, особенно Западных Гат, также характерны значения более 200 мкг/г. Например, в потоках района Кандала они составляют 336 мкг/г, Койна – 309, Амбенали – 299, Пуна – 296, Махабалешвар – 290 и Поладпур – 268 мкг/г. Базальты обнажения Дохад в районе Павагар имеют сопоставимые содержания меди – 259 мкг/г [1, 4, 6].

В то же время даже на небольшом участке могут быть значительные вариации концентраций меди в базальтах одного и того же петрографического типа. Так, кварцевые толеиты района Гирнар имеют содержания меди 45 и 279 мкг/г [14]. Значительные различия устанавливаются и в потоках формации Нерал. Потоки из района Западных Гат, богатые магнием, Рис. 3. Распределение меди в базальтовых потоках района Сагара (а — в лавовой толще, б — в индивидуальных лавовых потоках).

содержат 104 мкг/г меди, тогда как гигантопорфировые базальты из этой же провинции содержат в среднем 238 мкг/г [4]. Это показывает, очевидно, что крупные фенокристаллы плагиоклаза являются главными носителями меди в базальтах.

В некоторых областях Декана, где базальты ассоциируют с кислыми породами, например в районе Бомбея,



содержание меди в трахитах и риолитах уменьшается до 12 мкг/г [12]. Породы дайковых серий различных возрастов сравнимы по средним содержаниям меди с базальтами Декана, в дайках ее концентрации варьируют от 100 до 289 мкг/г (см. табл. 1).

Медь в базальтовых потоках Сагара. В районе Carap (23°56':78°38') распределение меди было детально изучено в лавовой толще мощностью 190 м [1]. Как уже отмечалось, общее содержание меди в провинциях, где развиты преимущественно кварцевые толеиты, намного выше: 321 мкг/г (см. табл. 1) против примерно 100 мкг/г в среднем для базальтовых пород. По геохимическим и стронций-изотопным данным поток 5 является наиболее примитивным в толще, состоящей из 10 потоков [2] и содержит 293 мкг/г меди. Вариации содержаний меди в потоках всей толщи представлены на рис. З,а. У пяти потоков верхней части разреза, имеющей нормальный тренд дифференциации [3], содержание меди увеличивается от более ранних к более поздним излияниям при максимуме 500 мкг/г в самом верхнем потоке.

Согласно Тейлору, ион Cu<sup>2+</sup> по размеру наиболее близок к Fe<sup>2+</sup>. Ион Cu<sup>+</sup> относительно петрогенных элементов геохимически близок к Na<sup>+</sup>. Связь Cu – О намного более ковалентна, чем Na – О или Fe – О, на что четко указывают значения электроотрицательности и ионизации (Cu<sup>+</sup>/Na<sup>+</sup> = 1,53 и Cu<sup>2+</sup>/Fe<sup>2+</sup> = 1,25). Таким образом, отношения как Cu/Fe<sup>2+</sup>, так и Cu/Na должны увеличиваться в процессе фракционирования. Четыре потока верхней части разреза (поток 7 был исключен вследствие более сильного выветривания), имеющие нормальный тренд дифференциации, характеризуются именно такими соотношениями (табл. 3).

Данные табл. 3 показывают возможное вхождение меди в решетки силикатных минералов при замещении медью Na<sup>+</sup> и Fe<sup>2+</sup> и, возможно, Ca<sup>2+</sup> в плагиоклазах и пироксенах. В то же время можно предполагать, что в высокотитанистых базальтах, а именно такими являются базальты Сагара, часть меди должна быть связана также с титаносодержащей фазой, которая была описана Винсентом в работе по распределению меди в минералах интрузии Скаергард [24]. Учитывая значительные содержания меди в рассматриваемых базальтах, можно, кроме того, считать, что значительное ее количество должно отделяться в виде несмешивающейся сульфидной жидкости. Это подтверждается наличием в базальтах медьсодержащих сульфидов, самородной меди и вторичных минералов, например малахита. Таблица 3

Соотношение меди с натрием и железом в базальтовых потоках из окрестностей Сагара

№ потока	Cu/Na	Cu/Fe		
9	0,027	0,0059		
8	0,021	0,0052		
6	0,020	0,0051		
X	0,016	0,0041		
5	0,017	0,0040		

Вариации содержаний меди в пределах потоков также значительны. На рис. 3,6 показаны три различные тенденции. Тренд для потока 9 показывает, что максимум концентрации меди приурочен к верхним его частям (517 мкг/г), у основания содержание меди составляет 470 мкг/г и в средней части – 508 мкг/г. Поток 2 показывает другой тип распределения, и здесь максимум концентрации меди наблюдается в средней части. Поток 1 характеризуется закономерностью, которая прямо противоположна установленной для

потока 9. Максимум для этого потока находится вблизи основания (321 мкг/г), а концентрация меди постепенно уменьшается в направлении к кровле. Однако это не удивительно, так как геохимические тренды в потоках нижней толщи в районе Сагара имеют обычно противоположную направленность [3].

# выводы

К настоящему времени в мире известно более 30 областей развития базальтов, в которых отмечаются рудопроявления меди. Некоторая часть из них имеет промышленное значение [5]. Данная работа представляет собой попытку объединить два различных аспекта геохимии меди в траппах Декана, представляющих собой мощную континентальную вулканическую толщу: наличие в них самородной меди и вариации ее абсолютного содержания в траппах. Может ли последнее при высоких абсолютных величинах быть признаком первого? Очевидно, имеющиеся полевые и аналитические данные при столь большой площади развития траппов Декана недостаточны для конкретных выводов. Поэтому необходимы дальнейшие исследования в этой области. Тем не менее основные выводы проведенного анализа могут быть сформулированы следующим образом.

1. Траппы Декана имеют значительно более высокие содержания меди по сравнению со средним базальтом, а также покровными базальтами главных провинций Мира. Это свидетельствует о том, что в районе Декана имеет место аномальный источник металла. Даже в протерозойской мезозойской толще Занскар штата Кашмир обнаружены проявления самородной меди, которые, очевидно, связаны с трапповыми породами [13, 19]. На языке лодахи "Занскар" означает "Медный форт" и не удивительно, что некоторые из медных конкреций, обнаруженных в этой области в прошлом, весили до 10 кг [13, 26]. С геологической точки зрения, источник, ответственный за вулканические образования Индии, был обогащен медью начиная с самых ранних времен. Следовательно, в пределах мощной вулканической толщи Декана есть вероятность обнаружения большого числа зон и областей проявления самородной меди и сульфидной минерализации, ассоциирующих с потоками, богатыми медью (как, например, в базальтах Сичондонг в бассейне Йонгянг, Корея [11]), которые могут быть не только рудопроявлениями, но и месторождениями небольшого размера.

2. Большинство проявлений самородной меди и сульфидов, обнаруженных в районах развития траппов Декана в ходе инженерных работ, например при строительстве железных дорог, шоссе и плотин, возможно, не случайны по природе. Автор полагает, что стоит только начать поиски, как можно обнаружить несколько таких участков. При этом следует обращать внимание на пузырчатые, шлаковые, трубообразные, трещиноватые и брекчированные части трапповых тел наряду с пепловыми слоями, цеолитизированными участками и зонами другой минерализации. Пятна малахита (их можно спутать с типичной вторичной минерализацией под названием "зеленая земля"), которые легко проверить в полевых условиях с помощью бумаги, пропитанной рубеановодородной кислотой, служили нередко индикатором скопления сульфидных минералов и значительных концентраций меди в пределах лавовой толщи. Базальты с исключительно высокими содержаниями меди сами по себе не могут быть прямыми признаками наличия самородной меди в потоке или рядом с ним. Например, в районе озера Верхнего лавы Кевинавана, вмещающие богатое месторождение самородной меди, имеют почти "нормальное" ее содержание (125 мкг/г [18]).

Субвулканические интрузии в траппах Декана также должны быть специально изучены с этой целью. Следует помнить, что медь встречается в сульфидных рудах, связанных с субвулканическими интрузиями Сибирских траппов [15]. То же самое можно предполагать и применительно к траппам Декана.

3. Даже если существуют возможности обнаружения множества новых участков медного оруденения в траппах Декана, маловероятно, что это приведет к открытию месторождений, аналогичных месторождениям меди озера Верхнего. Очевидно, что имеются различия в тектонической обстановке этих областей. Вулканогенно-осадочная толща последней приурочена к складчатой области, тогда как для Декана характерны континентальные покровные извержения. Однако совокупность нескольких небольших проявлений самородной меди и сульфидов с учетом потоков, исключительно богатых медью, может быть потенциальным источником металла при условии, если имеются большая площадь и мощность вулканической толщи. Важно отметить, что в потоках Сагара, где зафиксировано самое высокое содержание меди в траппах Декана (до 500 мкг/г в потоке 9), она легко выщелачивается слабыми холодными кислотами. Большое количество меди может быть экстрагировано минеральными кислотами из истертых базальтов.

Легко извлекаемая из обычной породы форма меди должна использоваться в будущем, когда истощатся запасы этого важного металла. Также можно сделать попытку бактериального выщелачивания из базальтов с высокими содержаниями меди. В этом случае вероятен еще больший выход металла.

В заключение следует отметить, что детальное изучение распределения и форм нахождения меди в базальтах Декана в связи с медным оруденением в мощной лавовой толще имеет большую значимость, чем чисто научный интерес.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Alexander P.O. Geochemistry and geochronology of Deccan Trap lava flows around Sagar, M.P., India. - Ph.D. thesis, University of Saugar, India. - 1977.
- Alexander P.O., Paul D.K. Geochemistry and strontium isotopic composition of basalts from the eastern Deccan volcanic province, India // Min. Magazine. - 1977. - V. 41. - P. 165-172.
- 3. Alexander P.O. Petrochemical reversals in the lava sequence at Sagar, M.P. Geol // Surv. Ind. Spl. Publ. 1984. N° 12. P. 145-149.
- Beane J.E., Turner C.A., Hooper P.R. et al. Stratigraphy, composition and form of the Deccan Basalts, Western Ghats, India // Bull. Volcanol. - 1986. - V. 48. - P. 61-83.
- Cornwall H.R. A summary of ideas on the origin of native copper deposits // Econ. Geol. -1956. - V. 51. - P. 615-627.
- Cox K.G., Hawkesworth C.J. Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, Western Ghats, India with implications for open system magmatic processes // Journ. Petrol. -1985. - V. 26. - P. 355-377.

- Dunn J.A., Jhingran A.G. Copper. Bull. Geol. Surv. Ind. Sec. A // Econ. Geol. 1965. N° 23. -204 p.
- Engel A.E.G., Engel C.C., Havens R.G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1965. - V. 76. - P. 719-734.
- Ghose N.C., Trofimov N.N. Abundance of copper, lead, zinc and gallium in the basaltic rocks of India and their genetic significance // 24th IGC. - 1972. - Sec. 10. - P. 193-198.
- Krishnamurthy P. Petrological and chemical studies of Deccan Trap lava flows from western India. - Ph.D. thesis, University of Edinburgh. - 1974.
- Lee J.H., Kim S.Y. Mineralisation and ore deposits of native copper in Seachondong basalt flows in Yongyang basin, Korea // Journ. Geol. Surv. Korea. - 1970. - V. 6. - P. 233-248.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Sethna S.F. Petrogenesis of rhyolites and trachytes from the Deccan Trap: Sr, Nd and Pb isotope and trace element evidence // Contrib. Miner. Petrol. -1987. - V. 95. - P. 44-54.
- Lydekker R. The geology of the Kashmir and Chamba territories // Mem. Geol. Surv. India. -1883. - V. 22. - 334 p.
- Murali A.V. Some aspects of the geochemistry of the Girnar igneous complex, Western India. -Ph. D. thesis, University of Saugar, India. - 1974.
- Nalivkin D.V. The geology of the USSR: A short outline. Oxford: Pergamon Press, 1960. -170 p.
- Najafi S.J., Cox K.G., Sukeshwala R.N. Geology and geochemistry of the basalt flows (Deccan Traps) of the Mahad-Mahabaleshwar section, India // Mem. Geol. Soc. Ind. - N°3. - P. 300-315.
- 17. Nesterenko G.V., Avilova N.S., Smirnova N.P. Rare elements in the traps of the Siberian Platform // Геохимия. - 1964. - № 10. - С. 1015-1021.
- Prinz M. Geochemistry of the basaltic rocks: trace elements // Basalts. N.Y.: Interscience Publ., 1967. - P. 271-323.
- Raghu Nandan K.R., Dhruva Rao B.K., Singhal M.L. Exploration for copper, lead and zinc ores in India // Geol. Surv. India. - 1981. - N° 47. - 186 p.
- Radhakrishna B.P., Pandit S.A. On the occurrence of native copper in Deccan Traps // Dept. of Mines and Geol., Govt. of Karnataka. - 1973. - N° 73. - P. 283-286.
- Sinha R.P. Petrology of volcanic rocks of North Mountain, Nova Scotia. Ph.D. thesis, Dalhousie University. - 1970.
- Taylor S.R. The application of trace element data to problems in petrology // Phys. Chem. of the Earth. - 1965. - V. 6. - P. 133-214.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Geol. Soc. Am. Bull. 1961. V. 72. P. 175-192.
- Vincent E.A. Trace elements in minerals from the Skaergaard gabbroic intrusion, east Greenland: A general summary // Revue de la Haunte-Auvergne. - 1974. - P. 441-470.
- 25. Vinogradov A.P. Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the earth's crust // Геохимия. 1962. N° 9. С. 801-812.
- 26. Wadia D.N. Geology of India. New Delhi: Tata McCraw Hill Pub. Co., 1978. 508 p.
- Wedepohl K.H. Beitrage zur Geochemie des Kupfers // Geol. Rund. 1962. Bd 1, N° 52. -S. 492-504.

## COPPER IN DECCAN BASALT. P.O. ALEXANDER

In comparison to larger flood basalts of the world, the Deccan Trap exhibit more than double the amount of copper abundance. This is true of most basalt types but quartz tholeiites are particularly rich in copper, the absolute abundance reaching upto 0,054 % Cu in certain areas. In such areas it can be established that apart from entry into silicates and oxides, the major portion of copper was removed as sulphides.

While studying the variation of copper abundance and variation within the Deccan Trap and comparing it with other basaltic rocks of the world the occurrence of native copper and copper minerals is discussed. Review of earlier works is done in the light of some new findings. Prospects of finding more native copper mineralisation and copper rich flows is discussed. It is concluded that a detailed study of copper mineralisation in the Deccan Trap has more merit than mere scientific curiosity.

# III. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ТРАППОВ

УДК 552.32:552.1(571.5+540)

# ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ТРАППОВ СИБИРИ И ДЕКАНА

# Г.Д. Феоктистов

Сравниваются распространение, приуроченность к определенным геолого-тектоническим структурам, петрохимические особенности и эволюция во времени исходных составов разновозрастных (рифей — мезозой) траппов Сибирской и Индийской платформ с использованием кластерного и факторного анализа на ЭВМ. Установлены сходство условий проявления и состава докембрийских траппов и некоторые отличия в составе и временной зволюции фанерозойских трапов на сравниваемых платформах.

Сибирская и Индийская платформы относятся к ряду древних платформ, характеризующихся неоднократным проявлением толеитового магматизма. Поэтому представляет определенный научный и практический интерес сравнение геологии и петрохимии траппов, развитых в их пределах.

Опубликованная литература по геологии и петрохимии базитов Сибирской и Индийской платформ весьма обширна, однако приводящиеся в ней сведения довольно часто противоречивы, что вынуждало автора быть несколько субъективным в отборе материала и его трактовке. Следует отметить также, что более древние проявления толеитового магматизма на этих пратформах изучены значительно слабее, чем более молодые массовые излияния базальтов.

Тем не менее при общей схематичности сравнения геологии траппов Сибирской и Индийской платформ, использование статистических методов позволило дать достаточно удовлетворительную сравнительную характеристику их петрохимии и в какой-то мере рассмотреть временную эволюцию исходных составов толеитовых расплавов на обеих платформах.

# ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СИБИРСКОЙ И ИНДИЙСКОЙ ПЛАТФОРМ

Фундамент Сибирской платформы сформировался в архее и раннем протерозое. Он выходит на поверхность в северной части в пределах Анабарского щита, в юго-восточной части в пределах Алданского щита и в юго-западной части в пределах Шарыжалгайского выступа и в ряде мест Восточного Саяна.

Осадочный чехол Сибирской платформы начал формироваться с раннего рифея, хотя в отдельных районах, в частности в Присаянье, нижнерифейские отложения были значительно дислоцированы и вошли в состав фундамента платформы. Здесь платформенные отложения начинаются со среднего рифея (карагасская серия). Рифейские платформенные осадки распространены почти по всей периферии платформы. Они накапливались в пределах перикратонных опусканий, осложненных во многих местах авлакогенами (Уджинский, Юдомо-Майский, Уринский и др.) или впадинами (Присаянская, Туруханская и др.) (рис. 1). Отдельные циклы рифейского осадкообразования завершались магматическими проявлениями: трапповый магматизм во впадинах и авлакогенах по всей периферии Сибирской платформы, щелочно-ультраосновной с карбонатитами – в югозападной и юго-восточной окраинах платформы, кимберлитовый – в Присаянье.



Рис. 1. Схема некоторых геолого-тектонических структур Сибирской платформы (м-б 1:15 000 000). 1 – синеклизы (I – Канско-Тасеевская, II – Тунгусская, III – Вилюйская); 2 – авлакогены (1 – Уджинский, 2 – Уринский); 3 – впадины в пределах перикратонных опусканий (3 – Присаялская, 4 – Туруханская, 5 – Хараулахская, 6 – Юдомо-Майская, 7 – Нюйская, 8 – Ыгыаттинская, 9 – Березовско-Кемпендяйская, 10 – Кютюнгдинский грабен); 4 – Анабаро-Оленёкская рифейская хагакратонная область; 5 – выходы фундамента платформы; 6 – границы платформы. Местоположение и названия структур приведены в работе [5].

Нижнепалеозойские отложения покрывали уже всю территорию Сибирской платформы (на наблюдающихся сейчас выступах фундамента платформы они эродированы). Это терригенно-карбонатный комплекс пород с широким развитием галогенных отложений. Мощность осадков кембрия – силура достигает нескольких километров. Завершение их формирования не сопровождалось какими-либо магматическими проявлениями [4].

По окончании раннепалеозойского этапа осадконакопления Сибирская платформа испытала общее поднятие, и в среднем палеозое (девон – ранний карбон) осадконакопление возобновилось на ограниченной территории: в Присаянье, в Патомско-Вилюйском авлакогене, в северо-западной части Тунгусской синеклизы и в северо-восточной части платформы (Кютюнгдинский грабен) [5]. Мощность среднепалеозойских отложений в редких случаях превышала 1 км. В некоторых частях Патомско-Вилюйского авлакогена незначительно развита галогенная формация. Как само отложение среднепалеозойских осадков, так и завершение всего этапа сопровождалось проявлениями магматизма: траппового – в Патомско-Вилюйском авлакогене и в районе Олекминского поднятия (Кютюнгдинский грабен), трахибазальт-трахиандезит-трахириолитового – в Патомско-Вилюйском авлакогене и в Присаянье, щелочно-ультраосновного с карбонатитами – на восточном склоне Анабарской антеклизы и по восточному краю Алданского щита, кимберлитового – по южному и восточному склонам Анабарской антеклизы [23].

В позднем палеозое – раннем мезозое (карбон, пермь, триас) осадконакопление происходило вначале в морских условиях (Приенисейская зона на западе и Вилюйская синеклиза на востоке платформы), а затем в континентальных условиях (в том числе с угленосной формацией) на более значительной территории платформы (обширная Тунгусская синеклиза, Канско-Тасеевская впадина, Котуйско-Оленекская зона на севере платформы и Приверхоянская зона на востоке, включающая прилегающую часть Вилюйской синеклизы) [4]. Этот этап развития Сибирской платформы характеризуется интенсивными проявлениями магматизма: траппового, охватившего территорию в 1,5 млн км<sup>2</sup>, щелочно-ультраосновного с карбонатитами – в Маймеча-Котуйском районе и на Чадобецком поднятии, кимберлитового – на восточном склоне Анабарской антеклизы. Трапповый магматизм позднего палеозоя – раннего мезозоя по объему изверженного материала (0,6 млн км<sup>3</sup>, эффузивных базальтов и 0,8 млн км<sup>3</sup> интрузивных долеритов) сопоставим с известными огромными трапповыми полями на других древних платформах, включая Индийскую.

В среднем – позднем мезозое (юра – мел) осадконакопление происходило главным образом в северной и восточной частях Сибирской платформы, включая всю Вилюйскую синеклизу. Континентальные угленосные юрские отложения известны также в Присаянской части платформы, откуда они в виде узкой полосы соединились с внутриплатформенной частью Вилюйской синеклизы. В этом этапе развития Сибирской платформы отмечаются незначительные магматические проявления (собственно платформенного типа): щелочно-ультраосновные породы с карбонатитами и лампроиты в пределах Алданского щита; кимберлиты и лампроиты (?) на северо-востоке платформы (Оленекское поднятие, южный склон Анабарской антеклизы) [2, 23].

Палеоген-неогеновые отложения (пески, глины) имеют очень ограниченное распространение – только в Приленской части Вилюйской синеклизы. В этот период магматические проявления на платформе отсутствуют.

Фундамент Индийской платформы сформировался в архее (додарварский комплекс и дарварская серия) – раннем протерозое (сатпурская, арравалийская и делийская системы). Выходы его занимают значительную территорию платформы, особенно в восточной и южной ее частях (рис. 2), причем в последней преобладают архейские образования.

Осадочный чехол Индийской платформы начал формироваться с раннего рифея. Осадконакопление происходило в основном в северной (Виндийская синеклиза) и юго-восточной (Куддапахская впадина) частях платформы, хотя верхнедокембрийские отложения установлены и в других местах платформы, в том числе в пределах южной части Деканской синеклизы и в авлакогенах Годавари и Чаттисгар [13]. В западной части Куддапахской впадины, южной и северо-западной частях Виндийской синеклизы установлено проявление траппового магматизма ранне-среднерифейского возраста, а в прилегающих частях кратона – кимберлитовый магматизм [25, 31].

На Индийской платформе отсутствуют осадочные отложения раннего – среднего палеозоя, за исключением крайней северо-западной части (район Соляного кряжа) [8]. В течение всего этого длительного времени (с кембрия до середины карбона) на платформе преобладали процессы эрозии, и



Рис. 2. Схема некоторых геолого-тектонических структур Индийской платформы (м-б 1:12500 000). 1 — отложения плейстоцена; 2 — трапповая синеклиза Декан; 3 — авлакогены (1 — Сатпурско-Дамодарский, 2 — Раджмахальский, 3 — Чатгисгар-Махандийский, 4 — Годавари, 5 — Нарбада); 4 — Виндийская синеклиза; 5 — Куддапахская впадина, 6 — выходы фундамента. Схема составлена по геологической карте из работы М.С. Кришнана [8].

верхнедокембрийские отложения сохранились в ряде случаев лишь в авлакогенах и очень глубоких впадинах. Магматические проявления этого возраста также отсутствуют.

Осадконакопление на территории Индийской платформы возобновилось в позднем палеозое. В течение позднего карбона – раннего мела формировались континентальные отложения гондванской серии, аналогично развитой также на континентах Южного полушария (Южная Америка, Южная Африка, Мадагаскар, Австралия, Антарктида). Гондванская серия подразделяется на нижние (верхний карбон – нижний триас) и верхние (средний триас – нижний мел) гондванские отложения. Отдельные горизонты их угленосные, но промышленные месторождения угля приурочены главным образом к нижнегондванским отложениям [8].

Гондванские отложения формировались в авлакогенах, унаследованно развивавшихся с докембрия. Главный из них Сатпурско-Дамодарский авлакоген, протягивающийся в широтном направлении от долины р. Ганг на востоке до Сатпурских гор на западе, где далее он скрыт под толщей траппов Декана. С восточной стороны на север ответвляется Раджмахальский авлакоген. К юго-западу расположен Чаттисгар-Махандийский авлакоген северо-западного простирания, соединяющийся с главным в Сатпурской части. Еще далее к юго-западу развит авлакоген Годавари тоже северо-западного простирания, уходящий под лавовую толщу Декана [8]. Во всех авлакогенах проявился трапповый магматизм, но более значительно в Сатпурско-Дамодарском и Раджмахальском [8]. Раджма-

# Основные этапы развития Сибирской и Индийской платформ и базитового магматизма в их пределах

	Платформа					
Этап	Сибирская	Индийская				
1	2	3				
Архей — ранний про- терозой, 1600 млн лет	Формирование фундамента	Формирование фундамента				
Ранний рифей, 1600—1300 млн лет	Начало формирования осадочного чехла на севере и востоке платформы в пределах перикратонных опусканий	Начало формирования осадоч- ного чехла; заложение Куддалах- ской впадины и Виндийской сине- клизы				
Средний рифей, 1300—900 млн лет	Начало формирования осадочного чехла в юго-западной части платформы (Присаянье, карагасская серия); разви- тие авлакогенов и впадин в пределах перикратонных опусканий (Уджин- ский, Юдомо-Майский, Уринский и другие авлакогены; Присаянская, Ту- руханская и другие впадины) и прояв- ление в них траппового магматизма в начале и в конце этапа развития	Формирование Куддапахской впадины и Виндийской синеклизы; проявление траппового магматиз- ма в них в начале и в конце этапа развития				
Поздний рифей, 900—620 млн лет	После эрозионного перерыва завер- шение развития впадин и авлакогенов	После эрозионного перерыВа за- вершение развития Куддапахской впадины и Виндийской синеклизы. Начало развития авлакогенов: Саг- пурско-Дамодарского, Нарбада, Чаттисгар-Махандийского, Года- вари				
Венд — силур, 620—405 млн лет	Интенсивное опускание платфор- мы, формирование осадочного чехла сначала по окраинам, а затем по всей платформе; развитие соленосных отло- жений в кембрии, реже в ордовике и силуре	Эрозионные процессы на высо- ко поднятой платформе				
Девон — ранний кар- бон, 405—330 млн лет	После подъема платформы и эро- зионных процессов заложение Патом- ско-Вилойского авлакогена (Ыгыат- тинская, Березовско-Кемпендяйская, Нюйская впадины) на востоке, Тунгус- ской синеклизы на северо-западе и Канско-Тасеевской впадины на юго- западе платформы; проявление трап- пового магматизма во впадинах Па- томско-Вилюйского авлакогена	Эрозионные процессы на высо- ко поднятой платформе				
Поздний карбон — триас, 330—195 млн лет	Развитие Тунгусской синеклизы, Канско-Тасеевской впадины; в отло- жениях карбона развита угленосная фор- мация; огромные проявления траппо- вого магматизма (эффузивы, интрузии, туфы в Тунгусской синеклизе; интру- зии в Канско-Тассевской впадине)	Возобновление развития всех авлакогенов; образование нижне- гондванских отложений с угленос- ной формацией				
Юра — средний палео- ген, 195—40 млн лет	После эрозионных процессов (в предъюрское время) развитие Вилюй-	Завершение развития авлако- генов с образованием верхнегонд-				

1	2	3			
	ской синеклизы и кратковременное (в юре) Присаянского (Иркутско-Кан- ского) предгорного прогиба с угленос- ной формацией	ванских отложений с угленосной формацией; проявление траппово- го магматизма сначала в авлакоге- нах восточной части платформы (раджмахальские лавы и гондван- ские силлы и дайки), а затем в за- падной части платформы с форми- рованием огромной Деканской трапповой синеклизы			
Средний палеоген — неоген, 40—2 млн лет	<ul> <li>Подъем платформы, эрозионные процессы</li> </ul>	Развитие Камбейского грабена на западе и Полкского грабена на востоке платформы с морскими от- ложениями при общем подъеме платформы и начале эрозионных процессов			

Примечание. Абсолютный возраст этапов развития платформ в докембрии принят по работе [5].

хальские траппы представлены эффузивной толщей мощностью до 700 м, в меньшей мере интрузивными гипабиссальными телами. В остальных авлакогенах присутствуют только силлы и дайки, называемые гондванскими. В Сатпурско-Дамодарском авлакогене присутствуют также дайки слюдяных перидотитов. Время проявления эффузивного магматизма – поздний мел (109–69 млн лет [27]) – предшествует развитию Деканского лавового плато. Единичные определения калий-аргонового возраста гондванских даек показали около 100 млн лет [27].

Огромное лавовое плато Декан расположено в западной части Индийской платформы. В периферийной части его установлено налегание лав на осадочные отложения юрско-мелового возраста [45]. Геофизическими исследованиями [36] установлено более широкое, чем предполагалось ранее, развитие юрских и более древних гондванских отложений в грабенах и впадинах под лавовым плато (авлакоген Нарбада, грабен Тапти, осадочный бассейн района Анклесвар-Сурат и т.д.). Время формирования лавовой толщи Декана по калий-аргоновым определениям – поздний мел – ранний палеоген (65–40 млн лет) [27]. В западной части линеамента Нарбада-Сон проявился щелочной магматизм (с карбонатитами). Щелочные породы наблюдаются в осадочных породах, подстилающих деканские базальты [47], а также прорывают базальтовые потоки [53].

После формирования Деканской трапповой синеклизы (мощность лавовых покровов в западной части синеклизы превышает 2 км), наложившейся на западные окончания авлакогенов, наступил перерыв в осадконакоплении и прошли эрозионные процессы. Затем в среднем палеогене (начиная с эоцена) начали развиваться грабены (Камбейский на западном побережье и Полкский на восточном побережье Индийского полуострова) с морскими отложениями [25]. В Камбейском грабене поверхность деканских траппов опущена, и они перекрыты более молодыми осадочными отложениями мощностью до 2 км [45]. Магматизм на платформе с эоцена не проявлялся.

Сопоставление основных этапов геологического развития и проявления базитового магматизма Сибирской и Индийской платформ (табл. 1) показывает их сходство в докембрии и значительное различие в фанерозое. Последнее обусловлено наличием на Сибирской платформе сплошного чехла мощных кембро-ордовикских отложений с соленосной формацией, обусловивших при их интрудировании трапповой магмой широкое проявление гидротермальных процессов, в том числе формирование железорудных трубок взрыва [17] и ряда месторождений других полезных ископаемых. Кроме того, только слабой литификацией осадочных отложений карбона и перми можно объяснить тот факт, что при их интрудировании магматическим расплавом прошли массовые фреатические процессы с формированием огромной туфогенной толщи в южной и восточной частях Тунгусской синеклизы, за пределами главного лавового поля траппов Сибирской платформы [11]. Подобного развития туфогенных пород нет ни на одной платформе Южного полушария, где в таких же масштабах происходило внедрение траппового расплава в гондванские осадочные отложения, степень литификации которых к моменту проявления магматизма была, видимо, относительно высокой. Более позднее проявление массового траппового магматизма (траппы Декана) на Индийской платформе обусловлено, вероятно, временем завершения развития соответствующих отрицательных тектонических структур (в данном случае сети авлакогенов), к которым на всех платформах приурочен трапповый магматизм [19].

#### РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТРАППОВ

На Сибирской платформе трапповый магматизм проявлялся в рифее, в среднем палеозое и в позднем палеозое – раннем мезозое. Распространение рифейских траппов на поверхности совпадает с выходами нижне- и среднерифейских отложений по периферии платформы. Они не встречаются в верхнерифейских отложениях. Дайковые комплексы развиты также в некоторых частях обнаженного фундамента платформы на Анабарском и Алданском щитах и в Ийско-Урикском грабене (Восточный Саян). Выделены несколько магматических комплексов: нерсинский в Присаянской впадине [9], игарский в Туруханской впадине [3], котуйско-оленекский в одноименной хатакратонной области на севере платформы, патомский в Уринском авлакогене и хамнинский в Юдомо-Майской впадине [4]. Большинство магматических комплексов являются гипабиссальными интрузивными (силлы и дайки), лишь игарский комплекс преимущественно эффузивный.

Выходы рифейских отложений, среди которых встречаются силлы и дайки, занимают площадь в Присаянье около 6 тыс. км<sup>2</sup>, на западном склоне Анабарской антеклизы до 15 тыс. км<sup>2</sup>, на Оленекском поднятии до 2 тыс. км<sup>2</sup>, в Юдомо-Майском районе до 18 тыс. км<sup>2</sup>, в Уринском антиклинории до 16 тыс. км<sup>2</sup> (рис. 3). В действительности площадь распространения рифейских отложений, содержащих трапповые тела, значительно больше, но они часто перекрыты более молодыми отложениями. Количество силлов в разрезе рифейских отложений изменяется от единиц до 12–15, мощность силлов и даек варьирует от первых метров до 150–200 м, протяженность от первых километров до 50–100 км [4, 17].

Среднепалеозойский трапповый магматизм проявился в восточной половине Сибирской платформы (см. рис. 3), в основном во впадинах Патомско-Вилюйского авлакогена (Ыгыаттинская и Березовско-Кемпендяйская впадины) и в его северо-западном (вилюйско-мархинский дайковый комплекс с подчиненным развитием силлов) и в юго-восточном (чаро-синский и нучалинский дайковые комплексы) бортах. Среднепалеозойские траппы (лавы, силлы, дайки) установлены также в отложениях Кютюнгдинского грабена на северо-востоке платформы (молодо-уджинский комп-



Рис. 3. Схема распространения разновозрастных траппов на Сибирской платформе (м-б 1:15 000 000).

1-4 — районы развития траппов поэднепалеозойско-раннемезозойского возраста: 1 — лавовое поле Тунгусской синеклизы, 2 — поле развития туфогенных пород Тунгусской синеклизы, 3 — поля развития интрузивных траппов за пределами туфолавового поля, 4 — районы развития трапповых силлов, не выходящих на поверхность; 5, 6 — районы развития среднепалеозойских траппов: 5 — эффузивных (1 — Ыгыаттинская, 2 — Березовско-Кемпендяйская впадины), 6 — интрузивных (3 — силлы жаровского комплекса, 4 — вилюйско-мархинский силлово-дайковый комплекс, 5 — чаро-синский и нучалинский дайковые комплексы, 6 — молодо-уджинский лавово-силлово-дайковый комплекс, 5 — чаро-синский и нучалинский отложений (7 — нерсинский силлово-дайковый комплекс в Присаянской впадине; 8 — игарский эффузивный комплекс в Туруханской впадине; 9 — силлы и дайки в рифейских отложениях. Анабарской антеклизы, 10 — лавы и силлы в Уджинском авлакогене, 11 — то же в Хараулахской впадине; 12 — хамнинский интрузивный комплекс в Юдомо-Майской впадине; 13 — патомский интрузивный комплекс в Присаянский интрузивный комплекс в Юдомо-Майской впадине; 13 — патомский интрузивный комплекс в Юдомо-Майской впадине; 13 — патомский интрузивный комплекс в Юдомо-Майской впадине; 13 — патомский интрузивный комплекс в Уринском авлакогене), 8 — дайковые комплексы траппов, вскрытые зрозией в пределах фундамента платформы; 9 — выходы на поверхность фундамента платформы.

лекс). За исключением протяженных (до 300-800 км) дайковых поясов по бортам Патомско-Вилюйского авлакогена, площадное распространение лав и силлов в среднепалеозойских отложениях (девон – ранний карбон) изучено недостаточно, так как они перекрыты более молодыми отложениями.

В Ыгыаттинской впадине установлены многочисленные лавовые покровы среди девонских отложений суммарной мощностью до 100 м в южной и до 300 м в северной части впадины [12]. В отдельных местах встречены интрузивные траппы. В Березовско-Кемпендяйской впадине суммарная мощность лав изменяется от 50–100 м в северной до 500 м в южной части, где наряду с траппами нормальной щелочности и основности широко развиты трахибазальты, а также трахиандезиты и трахириолиты. Силлы жаровского комплекса развиты в широкой полосе от Нюйской до Березовской впадины. В разрезе их иногда более 10, мощность отдельных силлов изменяется от первых десятков до 120 м [12]. Вилюйско-Мархинская зона секущих трапповых интрузий (даек) протягивается на 800 км при ширине от 30–40 до 120 км (в северной части). Мощность даек 5–80 м, протяженность иногда более 50 км. Силлы в этой зоне встречаются реже. Большинство даек сложены долеритами, но встречаются и трахидолеритовые дайки [12].

Позднепалеозойско-раннемезозойский трапповый магматизм проявился в западной половине Сибирской платформы (только на самом севере платформы имеется узкая полоса развития траппов этого возраста в восточной половине платформы). В центральной части платформы (бассейн рек Вилюй и Марха) поля развития позднепалеозойско-раннемезозойских траппов и среднепалеозойских долеритов и базальтов частично перекрываются. Выделяются две главные области развития траппового магматизма: Тунгусская синеклиза и Канско-Тасеевская впадина, но четкого пространственного разделения траппов в этих структурах нет (см. рис. 1, 3).

В Тунгусской синеклизе проявлены все три фации траппового магматизма: эффузивная, пирокластическая и интрузивная. Лавовое поле расположено в северо-западной части синеклизы. Даже после эрозионных процессов оно занимает площадь более 300 тыс. км<sup>2</sup>. Мощность лавовой толщи изменяется от 100-200 м в юго-восточной части до 2,5-3 км и более в северозападной. Общий объем излившегося магматического расплава составляет более 0,4 млн км<sup>3</sup>. Туфогенная толща расположена в основном в юговосточном обрамлении лавового поля. Внутри последнего туфогенно-осадочные отложения распространены незначительно в виде прослоев между лавовыми покровами. Неширокой полосой туфогенные породы протягиваются вдоль юго-западного и северо-восточного бортов лавового поля. Общая плошадь туфогенно-осадочных пород более 300 тыс. км<sup>2</sup> при максимальной мощности порядка 500 м. Согласно результатам глубокого бурения, интрузивные траппы (силлы, дайки) имеются как под лавовым плато и полем туфогенных пород (последние во многих случаях прорваны интрузивными траппами), так и за их пределами. В Канско-Тасеевской впадине траппы только интрузивные, на значительной территории не выходящие на поверхность (они вскрыты бурением). Общая площадь проявления траппового магматизма, соответствующая, по существу, территории развития интрузивных траппов, составляет около 1,4 млн км<sup>2</sup>.

На **Йндийской** платформе трапповый магматизм проявился в рифее, поздней юре и в мел-палеогене. Площади распространения рифейских траппов не установлены. Известны только несколько районов, где они встречены при геологических исследованиях (рис. 4). Шире они распространены в Куддапахской впадине [41], где в отложениях куддапахской системы (ранний – средний рифей) присутствуют лавовые покровы, силлы и дайки траппов. Общая площадь в западной части впадины, на которой есть выходы траппов, составляет около 4 тыс. км<sup>2</sup>, однако силлы имеют большую протяженность и уходят в осадочной толще в глубокую часть впадины. Кроме того, отложения куддапахской системы перекрыты более молодыми (в том числе и по отношению к траппам) отложениями карнульской системы (поздний рифей). В южной периферии Деканского лавового плато, в районе Каладиги, имеются отложения куддапахской системы, также интрудированные траппами. Площадь выходов этих отложений небольшая, в северной части они перекрыты лавовым плато [8].



Рис. 4. Схема распространения разновозрастных траппов на Индийской платформе (м-б 1:12 500 000).

1 — лавовое поле Деканских траппов; 2 — районы развития гондванских угленосных отложений, в которых встречаются лавы, силлы и дайки юрско-мелового возраста; 3 — районы развития рифейских отложений, в которых имеются эффузивные или интрузивные траппы рифейского возраста. Пифры на схеме: 1 — 19 — пункты, в которых проведено петрологическое изучение деканских базальтов (1 — Бомбей; 2 — Гат, Махабалешвар; 3 — Пуна; 4 — Игатпури; 5 — Раджпипла; 6 — Амба Донгар, Гирнар; 7 — холмы Барда и Осхама, Вадван, Дхандхука; 8 — Манпур, Индоре, Паталпани; 9 — Сагар; 10 — Мандла; 11 — Чиндвара; 12 — Бусавал; 13 — Нагпур; 14 — Амаркантак; 15 — Тандур; 16 — Колапур, Кояна, Нипани; 17 — Сатара; 18 — Нимач; 19 — Павагар (район Бароды)); 20-24 — районы развития гондванских траппов (20 — Раджмахал, 21 — Дамодарский авлакоген, 22 — Сатпурский район, 23 — Махандийский авлакоген, 24 — авлакоген Годавари); 25-31 — районы развития рифейских траппов (25 — западная часть Куддапахской впадины, 26 — Каладиги, 27 — Биджавар, 28 — Джабалпур, 29 — Долина р. Сон, 30 — Гвалиор, 31 — Баяна).

В пределах Виндийской синеклизы на севере Индийской платформы куддапахские отложения, интрудированные силлами и дайками траппов рифейского возраста, установлены в районах Биджавар, Джабалпур, Гвалиор, а также в долине р. Сон, где траппы прорывают и нижние горизонты отложений виндийской системы, однако они древнее средних горизонтов виндия, в которых имеются (как и в карнульских отложениях) алмазоносные конгломераты [8, 30]. В последнее время [48] установлено распространение Джахаи-Говиндпурских основных вулканитов (лавы базальтов и андезитов, туфы, брекчии, кварциты и сланцы) во впадине Баяна (северозападная часть Виндийской синеклизы) на площади около 100 км<sup>2</sup> при максимальной мощности до 1000 м.

Площадное распространение гондванских траппов изучено слабо. Его можно охарактеризовать лишь развитием гондванских угленосных отложений в Раджмахальском, Сатпурско-Дамодарском, Махандийском и Годаварском авлакогенах (см. рис. 4). Силлы и дайки гондванских траппов чаще встречаются в Сатпурско-Дамодарском авлакогене, реже в других авлакогенах, но в Раджмахальском районе установлена эффузивная толща траппов мощностью до 600 м и площадью развития более 10 тыс. км<sup>2</sup> [8, 35]. В Сатпурском районе известны долеритовые силлы мощностью более 200 м и протяженностью более 60 км [33].

Площадь распространения деканских траппов составляет более 500 тыс. км<sup>2</sup>, однако часть лавового плато уничтожена прошедшими эрозионными процессами [8, 33, 49]. Основную часть траппов составляют эффузивы, мощность толщи которых изменяется от десятков метров в восточной части до 3 км в западной части лавового плато. Туфогенно-осадочные (чаще пепловые) породы между лавовыми покровами распространены очень незначительно, в основном в низах толщи. Дайки, реже силлы долеритов встречены по западному побережью Индии и в долине р. Нарбада. Неизвестно, имеются ли интрузивные траппы под большей частью лавового плато (нет данных буровых работ), хотя по восточной окраине лавового плато, где после его эрозии вскрыты гондванские осадочные породы, в последних присутствуют интрузии траппов [33].

Сравнение распространения траппов на Сибирской и Индийской платформах позволяет отметить следующие особенности:

 а) рифейский магматизм проявился в сравнительно небольших объемах по периферии обеих платформ, а ранние фазы фанерозойского магматизма (средний палеозой на Сибирской платформе и юра – мел на Индийской платформе) проявлены в авлакогенах в восточных половинах платформ;

б) в главные этапы магматизма (поздний палеозой – ранний мезозой на Сибирской платформе и мел – палеоген на Индийской платформе) на обеих платформах эффузивный магматизм проявился одинаково (в западных половинах платформ) как по объему излившегося магматического расплава, так и по строению в целом лавовых полей: максимальная мощность лавовых толщ на окраине платформ (на северо-западе Сибирской платформы и на западе Индийской платформы) и резкое снижение суммарной мощности лавовых покровов по направлению к внутренним частям платформ;

в) широкое развитие интрузивных траппов на Сибирской платформе обусловлено, по всей вероятности, наличием мощного нижнепалеозойского осадочного чехла, который отсутствует на Индийской платформе.

# ПЕТРОХИМИЯ РИФЕЙСКИХ ТРАППОВ

Интрузивные породы рифейских траппов Сибирской платформы (силлы и дайки) представлены долеритами и долеритовыми порфиритами. В дифференцированных телах появляются гранофировые и оливиновые долериты и долерит-пегматиты. Эффузивные толщи (игарский комплекс) слагаются базальтами, туфами и туфогенно-осадочными породами. Некоторые исследователи среди рифейских траппов выделяют субщелочные разновидности (трахибазальты, трахидолериты), но их появление взаимосвязано, вероятно, с наложенными изменениями, так как повышенная щелочность пород не коррелируется с составом главных породообразующих минералов. Вещественный состав рифейских траппов Сибирской платформы охарактеризован в ряде работ [3, 4, 6, 16, 17].

Породообразующие минералы траппов представлены плагиоклазом и клинопироксеном, в меньших количествах встречаются оливин, титаномагнетит, ильменит, кварц и щелочной полевой шпат, обычно образующие Таблица 2

Химический состав рифейских трапнов

ч	4 51 8 8 1 1 1 8 8 6 7 8 9 8 7 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1
П.п.п.	1,40 0,77 2,43 1,13 1,73 1,70 0,81 2,47 2,47 3,22
P205	0,20 0,28 0,32 0,21 0,16 0,30 0,20 0,20 0,17 0,17
K <sub>2</sub> 0	1,31 1,31 0,80 0,47 0,57 0,91 1,13 0,80 0,94 0,63 1,45
Na <sub>2</sub> O	2,43 2,58 2,58 2,40 2,53 2,54 2,54 2,54 2,54 2,54
CaO	9,08 9,19 9,19 9,72 8,95 8,90 10,21 10,21 10,21 8,45 9,45 8,11
MgO	6,48 6,50 6,50 6,20 6,20 6,22 6,23 5,32 6,23 6,22 6,22 6,22
MnO	$\begin{array}{c} 0,11\\ 0,20\\ 0,20\\ 0,28\\ 0,28\\ 0,20\\ 0,29\\ 0,49\\ 0,49\\ 0,49\\ 0,18\\ 0,18\end{array}$
FeO	8,82 9,60 8,01 8,80 10,23 9,12 9,12 9,57 9,57
$Fe_2O_3$	3,31 4,63 4,18 3,85 3,32 3,32 3,32 3,50 3,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,61 13,61 14,08 14,12 13,56 14,12 13,56 14,59 14,59 14,59 13,95
TiO2	1,77 2,79 1,69 1,63 2,36 2,36 0,85 1,63 1,59 1,59
SiO <sub>2</sub>	50,00 49,73 48,31 49,66 49,42 49,42 50,20 49,20 49,59
oN° N°	1004000000

I дайки Анабарского щита [16], 3 - Уджинское поднятие [16], 4 - Оленекское поднятие [24]); 5 - хамнинский комплекс, Юдомо-Майская впадина I Примечание. 1-6 - Сибирская плагформа: 1 - нерсинский комплекс, Присаянская впадина [17]; 2-4 - котуйско-оленекский комплекс (2 [16]; 6 - патомский комплекс, Уринское поднятие [16]. 7-10 - Индийская платформа: 7 - кварцевые долериты Куддапахской впадины [40]; 8 траппы Гвалиора [33]; 9 - траппы Куддапахской впадины [33]; 10 - базальты впадины Баяна [48]. п - количество анализов.

микропегматитовые срастания. Акцессорные минералы предглавным образом ставлены апатитом, сульфидами и биотитом. По составу первичных минералов рифейские траппы соответствуют типичным представителям платформенных основных толеитовых пород нормальной щелочности.

Рифейские траппы - наиболее ранние проявления платформенного основного магматизма в древних платформах. В период становления они были приурочены к отрицательным тектоническим структурам, а в настоящее время они выведены на поверхность в пределах положительных тектонических структур (щиты, поднятия, антиклинории). В случаев большинстве рифейские траппы испытали зеленометаморфизм, сланцевый обусловивший в них вторичные изменения; амфиболизацию, биотитизацию, эпидотизацию, карбонатизацию, хлоритизацию, альбитизацию, цеолитизацию и т.д.

Рифейские траппы Индийской платформы изучены сравнительно слабо. Они характеризуются в целом такими же интрузивными и эффузивными разновидностями пород, сложены теми же главными и второстепенными минералами и подвержены тем же самым втоизменениям ричным [33, 34. 41, 48].

При расчете средних составов рифейских траппов из некоторых районов Сибирской и Индийской платформ (табл. 2) исключались единичные химические анализы, предположительно характеризующие значительно измененные горные породы (сумма потерь при прокаливании > 4 мас. %, содержания  $Na_2O > 4$  %,  $K_2O > 2$  %). Средние составы траппов Куддапахской впадины и Гвалиора при-

128





Римскими цифрами обозначены кластеры составов, имеющих значимое различие по евклидову расстоянию (d); жирными линиями этражено значимое сходство средних составов траппов. Арабские цифры соответствуют порядковым номерам табл. 2.

ведены по данным соответствующих авторов [33, 40]. При рассмотрении химизма базальтов впадины Баяна [48] также исключались анализы с высоким содержанием щелочей, как относящиеся к явно измененным породам.

При сопоставлении химических составов рифейских траппов Сибирской и Индийской платформ можно заметить некоторые отличия лишь в несколько большем содержании TiO, в сибирских траппах и в явно завышенном содержании Na. О в траппах Гвалиора. Для более детального изучения сходства и различия составов траппов был проведен многомерный статистический анализ. На дендрограмме кластерного анализа (рис. 5,а) выделились четыре кластера (группы) составов, имеющих между собой статистически значимое отличие, а внутри кластеров - статистически значимое сходство: І - траппы нерсинского комплекса (№ 1) и впадины Баяна (Nº 10); II – траппы котуйско-оленекского (Nº 2, 3, 4) и хамнинского (№ 5) комплексов и Куддапахской впадины (№ 7, 9); Ш - траппы патомского комплекса (Nº 6); IV – траппы Гвалиора (Nº 8). Таким образом, кластерный анализ показывает не только сходство в целом составов рифейских траппов обеих платформ, но и их одинаковое разнообразие, выражающееся в совместном вхождении их в одни и те же кластеры и в наличии индивидуально отличающихся составов транпов (кластеры III и IV).

Для выяснения процессов, обусловливающих некоторую небольшую вариацию составов рифейских траппов, был проведен факторный анализ. На факторной диаграмме (см. рис. 5,6) в координатах первых двух факторов, включающих в сумме 68 % общей дисперсии содержаний компонентов, нанесены векторы главных породообразующих окислов и точки концов векторов средних составов траппов (№ 1–10). На диаграмме намечаются два направления, по которым расположены полосы точек различных составов. Одна полоса точек (№ 3, 4, 9, 2, 5, 6) совпадает приблизительно с противоположно направленными векторами  $Fe_2O_3$  и FeO, следовательно, вариации составов этих траппов обусловлены процессом окисления железа. Другая

129

полоса точек (№ 8, 6, 5, 1, 7, 10) совпадает с противоположно направленными парами векторов, с одной стороны, Na<sub>2</sub>O, FeO и с другой – MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Вариация составов траппов с замещениями подобного типа может быть объяснена процессами кристаллизационной дифференциации (увеличение содержаний MgO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в более ранних дифференциатах по сравнению с Na<sub>2</sub>O и FeO) и альбитизации (увеличение содержания Na<sub>2</sub>O при снижении количества Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

#### ПЕТРОХИМИЯ ТРАППОВ, ПРЕДМЕСТВОВАВМИХ ГЛАВНЫМ ЭТАПАМ МАГМАТИЗМА В ФАНЕРОЗОЕ

В фанерозое проявления траппового магматизма на Сибирской и Индийской платформах не совпадают по времени, но выражены в каждой двумя этапами, первые из которых более слабые и приурочены в основном к восточным половинам платформ. На Сибирской платформе ранний этап магматизма – среднепалеозойский, а на Индийской платформе – юрскомеловой. Главные этапы магматизма (позднепалеозойско-раннемезозойский на Сибирской платформе и мел-палеогеновый на Индийской), в результате которых сформировались известные в литературе трапповые формации Сибири и Декана, проявились с разрывом во времени от ранних этапов в 80 млн лет на Сибирской и в 40 млн лет на Индийской [27] платформах.

Среднепалеозойский магматизм на Сибирской платформе проявился в эффузивной и интрузивной фациях. Базальтовые покровы, перемежающиеся с осадочными отложениями, развиты главным образом в Ыгыаттинской и Березовско-Кемпендяйской впадинах. Базальты порфировые, среди вкрапленников преобладают плагиоклаз и оливин [12]. Основная масса базальтов сложена плагиоклазом, клинопироксеном, вулканическим стеклом, щелочным полевым шпатом, кварцем, титаномагнетитом. В акцессорных количествах встречаются апатит и биотит. В отдельных осадочно-вулканогенных свитах Березовско-Кемпендяйской впадины преобладают трахибазальты с подчиненным количеством трахиандезитов и трахириолитов [12]. Вкрапленники и основная масса трахибазальтов представлены теми же минералами, что и в базальтах, однако отсутствует кварц, выше содержание рудных минералов и апатита и широко развиты наложенные процессы изменения: сильное окисление железа с появлением гетита и гидроокислов железа, амфиболизация, биотитизация, альбитизация и цеолитизация [12]. Значительные изменения наблюдаются и в нормальных базальтах, в частности, в южной части Ыгыаттинской впадины, эффузивная природа которых подвергается сомнению [21], поскольку процесс палагонитизации, придающий миндалекаменный облик породам, является наложенным на уже сформировавшиеся кристаллические породы.

Силлы и дайки среднепалеозойских долеритов (вилюйско-мархинский, жаровский и чаро-синский комплексы) сложены нормальными долеритами. В дифференцированных телах появляются оливиновые, анортозитовые, гранофировые и другие разновидности долеритов, иногда с субщелочным уклоном (трахидолериты) [12, 15, 21].

Юрско-меловые траппы Индийской платформы представлены эффузивными базальтами в районах Раджмахал, Силхет (к востоку от Раджмахала) и Дхандхук, а также силлами и дайками в гондванских отложениях [27], в том числе в подстилающих лавовую толщу осадочных породах Раджмахальского авлакогена [35]. Среди эффузивных пород установлены нормальные толеитовые базальты, порфировые и стекловатые, а также пикритовые и субщелочные базальты [28, 38, 54]. Силлы и дайки слагаются нормальныТаблица 3

7
3
4
5
ĕ
H
8
н
2
0
×
<b>"</b> ਈ
ίĘ.
B
H
÷.
Ξ.
-
8
H
H
ñ
H
×
5
8
5
Ē
e)
X
T
3
3
Ă
2
-
7
3
8
ö
÷
Ē.
8
5
H
ž
.0
X
ă
5
Q,
H
υ
8
5
Ħ
Ħ
2
1
5
5
8
5
ž
ö
3
8
Ĕ
E.
B
5
õ,
U
A
•5
5
ŏ
ũ
,55
H
X
<sup>o</sup>
E
i.
3
3
_
54

п	14 13 27 27 10 11 1
П.п.п.	5,08 2,07 1,37 2,20 3,10 3,10 1,41 1,61 1,61 1,61 1,61 2,22
$P_2O_5$	0,22 0,31 0,42 0,33 0,27 1,02 He опр. 0,16 0,16 0,32 He опр.
$K_2O$	0,57 0,89 1,03 1,78 0,97 1,98 1,04 1,04 1,00 1,00
Na <sub>2</sub> O	1,85 2,47 2,01 1,87 2,38 3,27 2,38 2,81 2,22 2,22
CaO	9,20 9,89 10,60 8,93 7,15 7,15 7,15 9,88 11,10 10,48 10,08
MgO	7,89 6,00 6,00 6,00 5,70 5,19 3,23 3,23 3,23 5,41 6,41
MnO	0,11 0,18 0,20 0,24 0,21 0,29 He опр. 0,12 0,15 He опр.
FeO	5,19 9,18 8,38 8,33 5,31 5,31 5,31 5,31 9,20 8,12 8,12 9,20
$Fe_2O_3$	6,42 3,73 5,67 5,333 5,18 5,18 3,59 1,16 1,16 2,27
Al <sub>2</sub> 0 <sub>3</sub>	14,60 14,63 13,77 14,43 15,52 15,52 14,48 14,80 14,80 14,34 16,08
$TiO_2$	2,11 2,92 2,92 2,39 4,14 4,14 4,14 2,56 2,56 2,56
SiO2	47,15 47,80 47,80 47,40 48,80 49,10 56,81 47,10 47,10 47,10
N° п/п	- 7 0 4 V 9 7 8 0 0

количество Примечание. 1-6 — траппы Сибирской платформы: 1 — Ыгыаттинская впадина [21]; 2 — жаровский комплекс, р. Чара, по автору; 3 — вилюйско-мархинский комплекс, северо-западный борт Вилюйской синеклизы [15]; 4 – чарс-синский комплекс [12]; 5 – базальты Березовско-Кемпендяйплатформы: 1 - траппы Инлийской — интрузивный долерит Раджмахала [35]. п ской впадины [12]; 6 – трахибазальты Березовско-Кемпендяйской впадины (анализы Т.В. Селивановской). 7–10 базальт Дхандхука [28]; 10 I σ базалыт Силхета [54]; ī \$ – базальты Раджмахала [35, 38]; анализов. ми долеритами, а при наличии дифференциации появляются оливиновые и кварцевые долериты [46]. Наложенные изменения юрско-меловых траппов Индии незначительны по сравнению со среднепалеозойскими траппами Сибирской платформы.

В табл. 3 приведены химические составы траппов - среднепалеозойских Сибирдля ской и юрско-меловых для Индийской платформ. Как средние составы, так и единичные отражают анализы состав недифференцированных пород, чтобы можно было сравнивать, возможности, исходные по составы трапповых образова-Вариации ний. содержаний породообразующих главных окислов в целом незначительны, за исключением: а) повышенных содержаний TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O и пониженных –  $Al_2O_3$ , MgO, СаО в трахибазальтах Сибирской платформы; б) повышенных содержаний окисного железа в траппах чаро-синского интрузивного комплекса, Березовско-Кемпендяйской и Ыгыаттинской впадин; в) высокой суммы потерь при прокаливании в траппах Ыгыаттинской впадины.

Для более детального изучения сходства и различия составов траппов был проведен многомерный статистический анализ. На дендрограмме кластерного О-типа анализа (рис. 6,а) выделились четыре кластера (группы) составов. имеющих между собой статисзначимое отличие тически (евклидово расстояние d > 0,16), а внутри кластеров - статистически значимое сходство: Ітраппы жаровского и вилюйскомархинского комплексов Сибирской платформы (№ 2 и 3) и все группы траппов (Nº 7-10) Индийской платформы; II - базальты Ыгыаттинской (№ 1) и Березовско-Кемпендяйской

131



Рис. 6. Дендрограмма кластер-анализа Q-типа (а) и факторная диаграмма (б) средних составов среднепалеозойских траппов Сибирской платформы и юрско-меловых траппов Индийской платформы.

Римскими цифрами обозначены кластеры составов, имеющих значимое различие по евклидову расстоянию (d > 0,16); жирными линиями отражено значимое сходство средних составов траппов. Арабские цифры соответствуют порядковым номерам табл. 3.

(№ 5) впадин; III – долериты чаро-синского комплекса (№ 4); IV – трахибазальты Березовско-Кемпендяйской впадины (№ 6). Таким образом, отличающиеся типы траппов имеются только на Сибирской платформе, тогда как траппы разных районов Индийской платформы статистически значимо сходны между собой и с заведомо неизмененными недифференцированнными траппами Сибирской (дайки и силлы в бортовых частях Патомско-Вилюйского авлакогена).

Для выяснения процессов, обусловивших разнообразие среднепалеозойских траппов Сибирской платформы, был проведен факторный анализ. На факторной диаграмме (см. рис. 6,6) в координатах первых двух факторов, включающих в сумме 70 % общей дисперсии содержаний компонентов, нанесены векторы главных породообразующих окислов и точки концов векторов составов траппов (Nº 1-10). В направлении первого фактора главные породообразующие окислы разделились на две группы: 1) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO; 2) SiO,, TiO,, FeO, Fe,O,, Na,O, K,O, отражающие, как известно, фракционную кристаллизацию толеитового расплава. С этой точки эрения, трахибазальты Березовско-Кемпендяйской впадины можно интерпретировать как относительно кислые дифференциаты более основного расплава. Не противоречит этому и ассоциация с ними небольших количеств трахиандезитов и трахириолитов. Четыре средних состава (№ 1, 4, 5, 6), отличающихся от основной массы рассматриваемых траппов, располагаются на диаграмме с правой стороны, т.е. они смещены по направлению вектора Fe,O,, что свидетельствует о прошедшем в них процессе окисления железа. Совпадение вектора среднего состава трахибазальтов (конец вектора в точке № 6) с вектором К<sub>2</sub>О указывает на прошедший в них процесс калиевого метасоматоза, что подтверждается присутствием вторичного биотита и калиевого полевого шпата [12].

### ПЕТРОХИМИЯ ТРАППОВ ГЛАВНЫХ ЭТАПОВ МАГМАТИЗМА В ФАНЕРОЗОЕ

Так как интрузивный магматизм в связи с базальтами Декана проявлен очень слабо, то сравнение петрохимических особенностей траппов главных этапов магматизма в фанерозое Сибирской и Индийской платформ будет проведено только для эффузивных толщ. Интрузивные траппы рассматриваются в отдельной статье этого сборника, в которой дано также сравнение их петрохимии с эффузивными сериями.

Лавовое поле Тунгусской синеклизы, занимающее площадь более 300 тыс. км<sup>2</sup>, вытянуто с северо-запада на юго-восток на расстояние до 950 км. Максимальной мощности (более 2,5-3,0 км) лавовая толща достигает на северо-западе. Она подразделяется на ряд лавовых свит, названия и набор которых отличаются в разных частях лавового поля [7]. Средние составы базальтов 10 свит из семи районов северо-западной части лавового плато [14] сравнивались методом кластерного анализа [18], который показал статистически значимое сходство средних составов базальтов из одной и той же свиты в пределах всех семи изученных районов. Это дало нам основание рассчитать средний состав базальтов по каждой свите для всей северо-западной части лавового плато. В расчет средних составов не вводились пикритовые базальты, являющиеся, по нашим представлениям, дифференциатами исходных толеитовых расплавов. Средние составы базальтов для лавовых свит юго-восточной части лавового поля приведены в работе Г.Д. Феоктистова и Г.Н. Баженовой [22]. В табл. 4 приведен перечень лавовых свит для северо-западной и юго-восточной частей лавового поля и их возраст. Примерная возрастная их корреляция дана по В.В. Золотухину и др. [7].

Лавовое плато Декан занимает площадь более 500 тыс. км<sup>2</sup>. В западной части максимальная мощность лавовой толщи до 3 км. Базальты Декана не имеют пока четкого повсеместного стратиграфического расчленения на лавовые свиты. При проведении корреляции базальтов различных районов плато Декан выделяются лишь верхние, средние и нижние траппы [26, 49], а в нижних траппах иногда выделяются горизонты (верхний, средний, нижний) [29, 39, 44, 49]. В табл. 5 приведена ориентировочная схема расчленения траппов Декана (порядковые номера являются продолжением таковых табл. 4). В табл. 6 приведены средние составы базальтов Тунгусской синеклизы и плато Декан. Общая выборка средних химических составов базальтов Тунгусской синеклизы (№ 1–16) и Декана (№ 17–33) обработана методами кластерного и факторного анализов.

No No Северо-западная часть Юго-восточная часть Возраст n/n лавового плато n/n лавового плато 1 Самоедская Τ2 2 Кумгинская 11 Ямбуканская 3 12 Кочечумская Хараелахская 4 13 Нипымская Мокулаевская 14 Хоннамакитская 5 15 Аянская Т, Моронговская 6 Надеждинская 16 Водопадная 7 Туклонская 8 Гудчихинская 9 Сыверминская P<sub>2</sub> 10 Ивакинская

Лавовые свиты Тунгусской синеклизы

Таблица 4

Таблица 5

Схема расчленения траппов Декана

№ п/п	Горизонт	Район					
Верхние траппы							
17 — Бомбей							
18	-	Кальян					
19	i -	Катьявар					
20		Гирнар					
	Средние тра	ппы					
21		Раджпипла					
22	_ `	Нимач					
23	-	Чиндвара					
24	-	Мандла					
25	-	Carap					
26	-	Павагар					
Нижние траппы							
27	Верхний	Махабалешвар					
28	≫	Индоре					
29	>	Тандур					
30	Средний	Махабалешвар					
31	≫	Индоре					
32	Нижний	Махабалешвар					
33	≫	Индоре					

На дендрограмме кластер-анализа (рис. 7,а) выявлено различие базальтов Тунгусской синеклизы (кластер I) и Декана (кластер II). От этих двух групп базальтов отличаются только сходные между собой средние составы базальтов ивакинской свиты и района Павагар (кластер III), а также базальты района Чиндвара (кластер IV).

Среди базальтов Тунгусской синеклизы выделяются четыре кластера более низкой иерархической группировки: Іа – базальты хараелахской и мокулаевской свит (северо-западная часть лавового плато) и базальты всех свит юго-восточной части лавового плато; Іб – базальты самоедской и кумгинской свит (верхняя часть лавовой толщи); Ів – базальты моронговской, надеждинской и сыверминской свит (средняя и нижняя части лавовой толщи); Іг – базальты туклонской и гудчихинской свит (нижняя часть лавовой толщи).

Среди базальтов плато Декан (кластер II) также выделяются четыре кластера более низкой иерархической группировки: IIa – базальты районов Бомбей, Кальян и Катьявар (верхние траппы);

ІІб – базальты районов Гирнар, Раджпипла, Нимач, Индоре, Махабалешвар (верхние и средние траппы, а также средний и нижний горизонты нижних трапов); ІІв – базальты района Мандла (средние траппы); ІІг – базальты районов Махабалешвар, Индоре, Тандур (верхний и средний горизонты нижних траппов).

Таким образом, кластер-анализ показывает отличие в целом химического состава базальтов Тунгусской синеклизы и плато Декан, а также некоторое различие состава в стратиграфических разрезах их базальтовых толщ. Для выяснения петрохимической сущности этих различий был проведен факторный анализ объединенной выборки средних составов базальтов обеих провинций. На факторной диаграмме (см. рис. 7,6) в координатах первого и второго факторов, включающих в себя 66 % общей дисперсии содержаний главных породообразующих окислов, нанесены векторы компонентов и точки концов векторов средних составов базальтов (№ 1–33).

Базальты Тунгусской синеклизы, за исключением базальтов ивакинской свиты ( $\mathbb{N}^0$  10), расположены в верхней части диаграммы (отделены штриховой линией). Они отличаются от базальтов Декана повышенным содержанием  $Al_2O_3$ , MgO, CaO (направление первого главного фактора) и пониженным содержанием FeO<sup>\*</sup>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O. По содержанию K<sub>2</sub>O и SiO<sub>2</sub> базальты Тунгусской синеклизы и плато Декан заметно не отличаются (векторы этих окислов расположены в направлении второго фактора). Ранее нами было установлено [20], что подобная разница в исходных составах трапповых расплавов связана с различной степенью частичного декомпрессионного плавления субстрата мантии. Исходные составы трапповых расплавов Декана возникли при меньшей степени плавления, Химический состав базальтов Тунгусской синеклизы и Декана.

N° п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO2	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K₂O	P205	П.п.п.	n
1	47.09	1.42	15 20	10.00	7 20	10.00	1.50	0.00	0.04	1.54	
	47,00	1,45	15,35	12,90	6.09	10,90	1,52	0,05	0,24	1,54	9
	47,35	1,30	15,50	12,71	0,20	10,07	1,00	0,02	0,28	1,50	12
	45,00	1,42	15,27	12,01	1,02	11 27	2,17	0.24	0,14	1,3/	0
5	40,00	1.07	13,01	12,00	0,01	11,37	1,97	0,34	0,15	2,01	4
6	50 70	1,07	14,90	11,55	6 20	10,30	1,04	0,70	0.15	2,21	15
	10 24	1,14	14 77	10,42	6,52	10,00	1,70	0,05	0,15	2,11	10
	50.03	1 10	14,77	10,51	6,05	10,75	2,55	0,79	0,12	3,00	3
	10,05	1,10	15.06	10,07	6 70	3,70	2,40	0,99	0,19	2,00	15
10	49,50	2,00	13,90	10,51	6.02	10,00	1,05	0,75	0,20	3,12	12
11	47,05	2,27	14,70	12,11	0,05	0,00	2,04	1,29	0,40	3,06	29
12	40,44	1,05	15,70	12,74	0,75	10,95	2,45	0,42	0,21	0,52	0
12	40,22	1,01	10,19	11,94	0,70	10,75	2,20	0,49	0,24	1,01	14
13	40,10	0,94	16,11	12,09	7,02	10,90	2,10	0,32	0,19	1,20	21
14	40,02	0,92	10,33	12,32	0,99	10,0/	2,19	0,36	0,20	0,81	10
15	40,20	0,90	15,51	11,93	0,//	11,50	2,17	0,43	0,18	1,66	7
17	47,70	0,09	15,91	10,/1	7,19	11,40	1,99	0,51	0,13	1,09	9
19	40,75	1,55	15,00	12,09	5,05	10,55	2,53	0,79	0,19	2,64	4
10	49,05	1,94	10,30	10,38	0,53	9,88	2,51	0,72	0,28	2,20	10
19	47,91	1,74	14,01	11,35	7,11	11,82	2,30	0,70	0,33	2,37	3
20	49,00	2,22	15,29	11,80	5,85	9,68	1,93	0,72	0,19	2,46	2
21	47,80	2,40	14,24	12,33	6,56	10,24	2,29	0,50	0,32	2,20	17
22	50,12	2,40	13,52	12,71	5,42	9,97	2,42	0,56	0,29	1,60	1
25	49,50	3,22	11,83	14,37	5,09	10,61	2,62	0,67	0,31	1,60	5
24	49,30	2,10	13,49	12,24	6,48	11,26	1,68	0,72	0,46	1,66	1
25	48,26	2,55	13,95	12,78	5,84	10,38	2,40	0,29	0,25	2,23	10
20	49,19	2,52	14,44	12,41	6,74	8,55	2,67	1,18	0,39	1,02	5
21	47,84	2,34	13,86	14,61	5,37	9,34	2,50	0,39	0,29	2,58	14
20	49,48	2,43	13,29	12,97	5,84	9,87	2,20	0,29	0,28	2,20	6
29	40,42	2,02	13,92	14,30	7,00	9,42	2,28	0,15	0,37	1,56	9
30	47,22	2,45	13,64	14,85	6,11	9,55	2,23	0,19	0,23	2,58	13
31	49,95	2,15	14,32	12,20	5,51	9,38	2,39	0,69	0,26	2,20	8
32	48,73	1,83	13,64	13,36	6,30	9,63	2,23	0,44	0,19	2,69	9
33	49,76	2,38	14,26	11,72	5,53	10,13	2,38	0,62	0,25	2,20	4

Примечание. 1-16 — базальты Тунгусской синеклизы: 1-10 — северо-западная часть лавового плато [14] (1 — самоедская свита, Хараелахская мульда; 2 — кумгинская свита, Хараелахская мульда; 3 — хараелахская свита, Имангдинский и Ламско-Микчандинский районы; 4 мокулаевская свита, Вологочанская мульда и Путоранская субпровинция; 5 — моронговская свита, Норильская и Вологочанская мульда; 6 — надеждинская свита, Норильский рудный узел; 7 — туклонская свита, Норильский рудный узел; 8 — гудчихинская свита, Имангдинский рудный узел; 9 — сыверминская свита, Норильская мульда; 10 — ивакинская свита, Ламско-Микчандинский район); 11-16 — юго-восточная часть лавового плато [22] (11 — ямбуканская свита, 12 — кочечумская свита, 13 — нидымская свита, 14 — хоннамакитская свита, 15 — аянская свита, 16 — водопадная свита). 17-33 — базальты Декана: 17 — Бомбей [1, 32, 52]; 18 — Кальян [55]; 19 — Катьявар [1]; 20 — Гирнар [51]; 21 — Раджпипла [37]; 22 — Нимач [1]; 23 — Чиндвара [41]; 24 — Мандпа [1]; 25 — Сагар [29]; 26 — Павагар [50]; 27 — Махабалешвар, верхний горизонт [39]; 31 — Индоре, формация Манпур [44]; 32 — Махабалешвар, нижний горизонт [39]; 33 — Индоре, формация Нарбада [44], FeO\* — сумма окислов железа в пересчете на FeO; п — количество анализов.

поэтому они обогащены легкоплавкими компонентами (FeO\*, TiO,, Na<sub>2</sub>O).

Изменение состава базальтов в стратиграфических разрезах происходит по-разному: в базальтах Тунгусской синеклизы – в направлении второго фактора, а в базальтах Декана – в направлении от 4-го ко 2-му квадранту (диагонально по отношению к направлениям первого и второго факторов). На факторной диаграмме (см. рис. 7,6) видно, что от нижних лавовых свит





Римскими цифрами обозначены кластеры составов, имеющих значимое различие по евклидову расстоянию (d > 0,13). Арабские цифры соответствуют порядковым номерам табл. 6.

(№ 6–9, 16) к средним (№ 3–5, 11–15) и далее к верхним (№ 1, 2) в базальтах Тунгусской синеклизы возрастают содержания FeO<sup>\*</sup>, MgO, CaO, т.е. увеличивается их меланократовость. В базальтах Декана в направлении от нижних траппов (№ 27–33) к средним (№ 21–26) и далее к верхним траппам (№ 17–20) снижаются содержания FeO<sup>\*</sup> и TiO<sub>2</sub> при возрастании содержаний MgO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Верхние траппы Декана наиболее близки по химическому составу базальтам Тунгусской синеклизы.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ И ИНДИЙСКОЙ ПЛАТФОРМ

Для объединенной выборки (n = 53) средних составов траппов, включающих рифейские и фанерозойские траппы Сибирской и Индийской платформ (см. табл. 2, 3 и 6) проведен факторный анализ с целью выяснения закономерностей эволюции исходных составов траппов во времени. Для траппов Сибирской платформы подобные исследования проводились ранее В.Л. Масайтисом [10] путем простого сравнения средних составов траппов разного возраста. Им было установлено, что в направлении от более древних к более молодым траппам в их исходном составе уменьшались содержания кремнезема и щелочей и возрастали содержания СаО и MgO.

На факторной диаграмме (рис. 8) для более четкого прослеживания изменения химизма разновозрастных траппов отдельно показаны поля



Рис. 8. Факторная диаграмма средних составов разновозрастных траппов Сибирской (а) и Индийской (б) платформ (n = 53).

1, 4 — точки концов векторов составов рифейских траппов и область их распространения на диаграмме; 2, 5 — точки концов векторов составов среднепалеозойских траппов Сибирской платформы и юрско-меловых траппов Индийской платформы и области их распространения на диаграммах; 3, 6 — точки концов векторов составов пермо-триасовых базальтов Тунгусской синеклизы и мел-палеогеновых базальтов плато Декан и области их распространения на диаграммах.

точек средних составов для Сибирской и Индийской платформ, хотя в целом это единая диаграмма в координатах первых двух факторов, включающих в сумме 64 % общей дисперсии содержаний породообразующих окислов в траппах Сибири и Декана.

Как видно на диаграмме (см. рис. 8,а), поля точек средних составов траппов рифейского, среднепалеозойского и позднепалеозойско-раннемезозойского возраста Сибирской платформы постепенно смещаются в направлении первого фактора в сторону повышения содержаний СаО, MgO,  $Al_2O_3$ . При этом снижаются содержания FeO<sup>\*</sup>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O и в меньшей степени K<sub>2</sub>O, а содержание SiO<sub>2</sub> является индифферентным, так как вектор SiO<sub>2</sub> почти перпендикулярен направлению смещения полей точек средних составов разновозрастных траппов. Данные факторного анализа, с нашей точки зрения, более полно отражают тенденцию изменения в химических составах разновозрастных траппов Сибирской платформы по сравнению с результатами, полученными В.Л. Масайтисом [10], которые больше соответствуют направлению изменения средних составов базальтов нижней, средней и верхней частей лавовой толщи Тунгусской синеклизы.

На Индийской платформе наблюдается иное направление изменения химизма разновозрастных траппов (см. рис. 8,6). Поля точек средних составов рифейского, юрско-мелового и мел-палеогенового возраста постепенно смещаются в диагональном направлении по отношению к первым двум факторам. При этом в более молодых траппах возрастают содержания СаО и MgO, снижаются содержания кремнезема и щелочей, а FeO<sup>\*</sup>, TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> являются индифферентными, так как их векторы на диаграмме почти перпендикулярны к направлению смещения полей точек разновозрастных траппов. Следует отметить, что изменение химического состава траппов от более древних к молодым на Индийской платформе полностью совпадает с таковым, которое ранее отмечал В.Л. Масайтис [10] для Сибирской платформы.

Таким образом, статистическое сравнение петрохимии разновозрастных траппов Сибирской и Индийской платформ показывает наличие на обеих платформах возрастной эволюции исходных составов толеитовых расплавов, однако направления изменения этих составов несколько отличаются на той и другой платформах при сохранении общей тенденции повышения основности исходных расплавов в более молодых траппах. Подобная общая тенденция повышения основности исходных расплавов сохраняется во времени их проявления и в течение наиболее мощных циклов магматизма (пермо-триасового в Тунгусской и мел-палеогенового в Деканской синеклизах), что было отмечено выше, хотя направления изменения средних составов от нижних к верхним частям лавовых толщ меняются местами, т.е. в базальтах Тунгусской синеклизы – как на Индийской платформе в целом от рифея к мел-палеогену, а в базальтах Декана – как на Сибирской платформе в целом от рифея к пермо-триасу.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вембан Н.А. Пути дифференциации в траппах Декана // Геология и петрография трапповых формаций. — М.: Иностр. лит., 1950. — С. 244—295.
- Вишневский С.А., Долгов Ю.А., Соболев Н.В. Лампроиты Талахтахской диатремы на восточном склоне Анабарского щита // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 17–26.
- Вотах О.А., Ивлев Н.Ф., Микуцкий С.П. Докембрий Игарского района // Докл. АН СССР. 1964. – Т. 154, № 6. – С. 1331–1333.
- Геологнческие формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. — М.: Недра, 1974. — 280 с.
- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1987. – Т. 4: Сибирская платформа. – 448 с.
- Домышев В.Г. Рифейские базиты Байкало-Саяно-Енисейского краевого обрамления Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. — 85 с.
- Золотухин В.Е., Виленский А.М., Цюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — 245 с.
- 8. Кришнан М.С. Геология Индии и Бирмы. М.: Иностр. лит., 1954. 424 с.
- 9. Кузнецов М.Ф., Гуменюк В.А., Корабельникова В.В. и др. О времени и месте проявления траппового магматизма в южной и юго-восточных частях Сибирской платформы // Траппы Сибирской платформы и их металлогения. – Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1971. – С. 14–17.
- Масайтис В.П. Состав толеитовых базальтов платформ и геологическое время // Зап. ВМО. – 1970. – Вып. 2, ч. 99. – С. 192–199.
- Масайтис В.Л. Фреато-магматические извержения и структура раннетриасовой вулканической области Сибирской платформы // Проблемы палеовулканизма Сибирской платформы. Иркутск: Иркут. ун-т, 1986. С. 5–14.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского среднепалеозойского авлакогена. — М.: недра, 1975. — 183 с.
- Моралев В.М. Индийская платформа // Докембрий континентов. Превние платформы Евразии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. С. 248–271.
- Немененок Т.И., Виленский А.М. Эффузивный магматизм // Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — С. 43—60.
- 15. Олейников Б.В., Саввинов В.Т., Погудина М.А. Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской-нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклиз // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. — М.: Наука, 1973. — С. 4—75.
- Петропогия и геохимия позднедокембрийских интрузивных базитов Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — 207 с.

138

- Фесктистов Г.Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — 168 с.
- Феоктистов Г.Д. Флюидный режим формирования траппов Сибирской платформы // Флюидный режим формирования мантийных пород. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. — С. 81—124.
- Фесктистов Г.Д. Особенности проявления толеитового магматизма на платформах // 27-й Международный геологический конгресс: Тез. докл. – М.: Наука, 1984. – Т. 4. – С. 306–307.
- Фесктистов Г.Д. Закономерности вариации исходного состава толеитовых расплавов на платформах // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — С. 108—112.
- Фесктистов Г.Д. Петрохимия базитов Ыгыаттинской впадины (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. – 1988. – № 10. – С. 28–36.
- Фесктистов Г.Д., Баженова Г.Н. Особенности тектонического развития, магматизма и состава траппов в некоторых очаговых зонах западной части Сибирской платформы // Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири. М.: Наука, 1980. С. 46–64.
- Фесктистов Г.Д., Владимиров Б.М., Конев А.А. Схема основных ультраосновных региональных магматических формаций юга и востока Сибирской платформы // Схемы базитового магматизма железорудных и алмазоносных районов Сибирской платформы. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1987. С. 3–7.
- Шпунт Б.Р., Лазебник К.А., Саввиеов В.Т., Шампина Э.А. Магматизм // Протерозой северовосточной окраины Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — С. 93—168.
- 25. Ханн В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
- Alexander P.O. Petrogenesis of low potassic quartz normative Deccan tholeiites // Journ. Geol. Soc. India. - 1980. - V. 21, N° 6. - P. 261-272.
- Alexander P.O. Age and duration of Deccan volcanism: K-Ar evidence // Geol. Soc. of India Memory. - 1981a. - N° 3. - P. 244-258.
- Alexander P.O. Strontium-isotopic composition of Dhandhuka basalts, Western India. // Chem. Geol. - 1981b. - V. 32, N° 1-2. - P. 129-138.
- Alexander P.O., Paul D.K. Geochemistry and strontium isotopic composition of basalt from the Eastern Deccan volcanic province, India // Miner. Mag. - 1977. - V. 41, N° 318. - P. 165-172.
- 30. Bajpai M.P. The Gwalior traps // Journ. Geol. 1935. V. 43. P. 61-75.
- Bhattacharji S., Singh R.N. Thermo-mechanical structure of the southern part of the Indian shield and its relevance to precambrian basin evolution // Tectonophysics. - 1984. - V. 105, N°1-4. - P. 103-120.
- 32. Bose M.K. Deccan basalts // Lithos. 1972. V. 5, N° 2. p. 131-145.
- 33. Chatterjee A.C. A comparative study of the tholeiitic rocks of India // Bull. Volcanol. 1971. V. 35, N° 4. P. 1037-1050.
- 34. Chatterjee A.C., Tiwari R.N. Petrogenic evolution of quartz-feldspar intergrouth in the precambrian dolerite intrusions around Gwalior, Madhya Pradesh, India // 27-й Международный геологический конгресс: тез. докл. Abstracts. – V. IV. – Sect. 08, 09. – М., 1984.
- 35. Deshmukh S.S. Geology of the area around Taljhari and Berhait, Rajmahal hills, Santhal Paraganas, Bihar, with a discussion on the differentiation trends in the Rajmahal traps // Inter. Geol. Congr., 22 sess. Sect. 7. Plateau basalts. New Delhi, 1964. P. 61-84.
- Kaila K.L. Tectonic framework of Narbada-Son lineament a continental rift system in central India from deep seismic soundings // Reflection Seismology: A global perspective. Geodynamics series. - 1986. - V. 13. - P. 133-150.
- Mahoney J.J., Macdougall J.D., Lugmair G.W. et al. Origin of contemporaneous tholeiitic and K-rich alkalic lavas: a case study from the nothern Deccan plateau, India // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1985. - V. 72, N° 1. - P. 39-53.
- Mukherjee P.K. Petrology of the Rajmahal traps of the North-Western Rajmahal hills, Bihar, India // Bull. Volcanol. - 1971. - V. 35, N° 4. - P. 887-906.
- Najafi S.J., Cox K.G., Sukheswala R.N. Geology and geochemistry of the basalts flows (Deccan traps) of the Mahad-Mahableshwar section, India // Geol. Soc. of India Memory. - 1981. - N° 3.-P. 300-315.
- Naqvi S.M., Hussain S.M. Geochemistry of Dharwar metavolcanics and composition of the primeval crust of the peninsular India // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1973. - V. 37, N° 1. -P. 159-164.
- Narayanaswami S. Tectonics of the Cuddapah basin // Journ. Geol. Soc. India. 1966. V. 7. -P. 33-50.
- Prasad A.K. Petrochemistry of the Deccan trap flows of Linga, Chindwara district, M.P., India // Bull. Volcanol. - 1971. - V. 35, N° 4. - P. 1051-1068.

- Rao Divakara V., Venkatanarayana B., Prakash V. Petrochemical studies on trap rocks around Tandur, Andhra Pradesh, India // Bull. Volcanol. - 1971. - V. 35, N° 4. - P. 1094-1109.
- Rao M.S., Reddy N.R., Subbarao K.V. et al. Chemical and Magnetic stratigraphy of parts of Narmada Region, Deccan basalt province // Journ. Geol. Soc. India. - 1985. - V. 26, N° 9. -P. 617-639.
- Sastry V.L.N., Awasthi A.M., Mahapatra P. et al. Seismic exploration in Cambay basin // Report of the Twenty-Second session Inter. Geol. Congr. Sect. 2. Part II: Geological results of applied geophysics. -New Delhi, 1964. - P. 292-306.
- 46. Sen G. Mineralogical variations in the Delakhari sill, Deccan trap intrusion, Central India // Contrib. Mineral. Petrol. - 1980. - V. 75, N° 1. - P. 71-78.
- Sethna S.F., Borges S.M. Petrology of the carbonatites and associated alkaline rocks of Siriwasan, Chhota Udaipur // Journ. Geol. Soc. India. - 1981. - V. 22, N° 9. - 417-425.
- Singh S.P. Geochemistry of Jahaj-Govindpura volcanics, Bayana sub-basin, Northeastern Rajasthan // Journ. Geol. Soc. India. - 1985. - V. 26, N° 3. - P. 208-215.
- Sinha R.C., Karkare S.G. Geochemistry of Deccan basalts: a study of the behaviour of major and trace elements in the basaltic flows of India // Inter. Geol. Congr., 22 sess. Sect. 7. Plateau basalts. - New Delhi, 1964. - P. 85-103.
- Sinha R.C., Tiwari B.D. Geochemistry of the volcanic rocks of Pavagarh // Inter. Geol. Congr., 22 sess. Sect. 7. Plateau basalts. - New Delhi, 1964. - P. 104-125.
- Subba Rao S. The geology of the igneous complex of the Girnar Hills, Gujarat state, India // Inter. Geol. Congr., 22 sess. Sect. 7. Plateau basalts. - New Delhi, 1964. - P. 42-60.
- 52. Sukheswala R.N., Poldervaart A. Deccan basalts of the Bombay area, India // Buil. Geol. Soc. Amer. V. 69, N° 12, Part 1. P. 1475-1494.
- 53. Sukheswala R.N., Udas G.R. The carbonatite of Ambadongar, India some structural considerations // Inter. Geol. Congr., 22 sess. Sect. 7. Plateau basalts. - New Delhi, 1964. - P. 1-13.
- Talukdar S.C., Murthy M.V.N. The Sylhet traps, their tectonic history, and their bearing on problems of indian flood basalt provinces // Bull. Volcanol. - 1971. - V. 35, N° 3. - P. 602-618.
- 55. Wiswanathan S., Krishnamoorthy K., Shanmugam K. Petrography and petrochemistry of the basalt sequences around Mahape, Mumbra and Kalyan, Maharashtra, India // Bull. Volcanol. -V. 35, N° 4. - P. 1110-1128.

#### GEOLOGY AND PETROCHEMISTRY OF THE TRAPS OF SIBERIA AND DECCAN. G.D. FEOKTISTOV

It was carried out the comparative study of the occurence, the interrelation with specific geologytectonic structures, the petrochemical distinctions and the evolution in the time (Riphean-Mesozoic) of the parent magmatic trap melts on the Siberian and Indian platforms with the use of cluster- and factor-analyses. It was ascertained the analogy of the forming conditions and the composition of the Pre-Cambrian traps on the both platforms, and some differences in the composition and time evolution of Phanerozoic traps on the comparing platforms.

УДК 552.18+311+313.1

# ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ТРАППОВ ДЕКАНА И СИБИРИ

# (сравнительный аспект)

# В.В. Золотухин, А.И. Альмухамедов, Н.А. Ткаченко

Сопоставляется химизм главных породообразующих минералов траппов Декана и северозападной части Сибирской платформы на основании собственных и литературных материалов с приведением многочисленных аналитических данных, большей частью оригинальных. Сравнение состава плагиоклазов, оливинов, пироксенов и окисных рудных минералов показало, что имеются некоторые различия в минералогии траппов Сибири и Декана. Для клинопироксенов, в частности, это фиксируется в их глиноземистости, титанистости, хромистости, а также известковистости и железистости. Для оливинов сибирских траппов характерна более высокая железистость, для плагиоклазов — глиноземистость. Для траппов Декана более типичы титаномагнетиты, а не ма нетиты. Последние отмечаются преимущественно в интрузивных траппах Сибири. Особенности сос зва минералов несут дополнительную генетическую информацию о порядке выделени а ук минералов и целочности расплавов.

Все многообразие эффузивных и интрузивных траппов может быть представлено как различные совокупности модальных минералов. Главные из них - плагиоклаз, пироксены (клино- и орто-), оливин, кварц и рудные минералы (магнетит и ильменит). Как неоднократно было показано [6], нормативные минеральные составы базитов достаточно близки к модальным их составам, что подтверждается выборочными количественными подсчетами под микроскопом. Причиной этого является прежде всего отсутствие в свежих разновидностях трапповых пород гидроксилсодержащих минералов и малоглубинный либо даже поверхностный характер высокотемпературной кристаллизации. На развертке базальтового тетраэдра Йодера и Тилли для нормативных Ol-Px-Pl-Q(±Mt) находят место все преобладающие разновидности траппов как Сибири, так и Декана (рис. 1): от пикритовых и оливиновых базальтов через безоливиновые к кварцевым, в том числе низкокалиевым их модификациям [5]. Диаграмма иллюстрирует количественные соотношения главных минералов в любой трапповой породе. По экспериментальным данным на диаграмму нанесена также линия котектической кристаллизации Px и Pl, уходящая в сторону возрастающего содержания оливина. Составы нормативных минералов могут быть вычислены по данным химических анализов пород, например, по системе CIPW. Однако гораздо предпочтительней использовать для сопоставления результаты прямых аналитических определений.

Выявляемые черты общности и отличия состава одноименных минералов для траппов сопоставляемых регионов могут нести в себе дополнительную информацию об их генезисе, в частности об условиях кислотностищелочности материнских магм [1]. Как известно [18], при эволюции трапповых расплавов в большей степени изменяются составы фемических минералов по сравнению с плагиоклазами, отсюда с химизмом траппов прежде всего связаны особенности состава первых и именно они представляют наибольший интерес.

В настоящей статье последовательно рассматриваются особенности состава (см. табл. 1–4) плагиоклазов, оливинов, орто- и клинопироксенов, а также некоторых рудных минералов (оксидов) из пермо-триасовых траппов Сибири и третичных – Индии. Преобладающее большинство аналитических данных получено локальным рентгеноспектральным методом. Реже – для определения состава рудных минералов – использован классический химический метод.

Каменный материал, положенный в основу исследования, был собран на протяжении ряда лет главным образом в северо-западной части Сибирской платформы, где наблюдается наиболее полный разрез эффузивной толщи пермо-триасового возраста, а также значительное разнообразие интрузивов [6, 7, 14, 16, 19]. В Индии образцы из главных разновидностей деканских траппов отобраны В.В. Золотухиным и А.И. Альмухамедовым из юго-восточного (район Хайдерабад), северо-восточного (районы Нагпур и Сагар) и западного (районы Бомбей и Игатпури) ареалов их распространения\*.

<sup>\*</sup>Дополнительно исследованы минералы из образцов коллекции Р.А. Ишбулатова, отобранных в районе ж.д. станции Игатпури. Для увеличения числа образцов в выборках использованы, кроме того, литературные источники по обоим регионам [2, 3, 12, 15, 17, 21] и учтены многочисленые данные по составам минералов из базальтов разреза лавовой толщи северозапада Сибирской платформы, полученные в порядке подготовки Норильской экскурсии VII Всесоюзного петрографического совещания [19].



Рис. 1. Нормативные (CIPW) составы базальтов северо-западной части Сибирской платформы (а) и Декана (б).

В соответствии с диаграммой Si/Al-% An устанавливается (рис. 2, а)\* практически непрерывный спектр составов плагиоклазов - от альбита до анортита в породах обеих рассматриваемых провинций. Наибольшее количество составов и для деканских (табл. 1), и для сибирских эффузивных траппов\*\* попадает в интервал 45-85 % Ал комп. Гораздо меньшее число точек приходится на оставшиеся диапазоны составов как в сторону более основных, так и в сторону более кислых плагиоклазов. Обращает на себя внимание то, что, судя по имеющимся данным, плагиоклазы из траппов Декана в целом являются относительно более кислыми и кремнеземистыми по сравнению с плагиоклазами сибирских траппов. Кислые и средние составы (ниже 40 % Ап) представляют, очевидно, главным образом уже метасоматически деанортизированные плагиоклазы. Это подтверждает и лиаграмма К/(K+Na) - %Ап комп. (см. рис. 2, 6), на которой фиксируется достаточно компактное распределение точек составов магматических плагиоклазов и рассеянное - метасоматических. Выявляется, что уже для магматических плагиоклазов существует довольно широкий диапазон вариаций их калиевости. В метасоматизированных плагиоклазах эти тенденции усиливаются, и здесь обособляются три ветви: "низкокалиевая", "нормальная", "калиевая". Характерно, что упомянутые тенденции фрагментарно обнаруживаются для плагиоклазов из эффузивных траппов обоих сопоставляемых регионов, в которых помимо преобладающих "нормальных" толеитовых базальтов обнаруживаются также "низкокалиевые" и в меньшей мере - с повышенной калиевостью разновидности [5, 22]. Таким образом, калиевость пород отражается в калиевости содержащихся в них плагиоклазов.

#### оливины

В траппах обоих регионов состав оливинов колеблется в широком диапазоне (табл. 2). Наиболее магнезиальные оливины отмечаются в пикритовых базальтах и долеритах [17, 21]\*\*\*. В широко распространенных оливиновых и оливинсодержащих базальтах и долеритах отмечаются значительно более железистые оливины. Так, в траппах Индии они укладываются в диапазон составов  $Fa_{25-48}$ , а в траппах Сибирской платформы –  $Fa_{30-65}$ . В некоторых шлирах и прожилках пегматоидных габбро-долеритов в интрузивных траппах наблюдается еще более высокое значение железистости оливинов. Общий диапазон составов представлен на диаграммах Fe-Mg-Ca (рис. 3), на которых коннодами показаны непосредственно наблюдавшиеся сосуществующие составы оливина и клинопироксена в одних и тех же образцах.

Содержание CaO в оливинах обычно составляет около первых десятых массового процента и не находится в какой-либо закономерной связи с его железистостью (рис. 4, а). Особенно хорошо это демонстрируют данные электронно-зондовых анализов. Что касается химических определений CaO, то они дают очень большой разброс значений, связанный, вероятно,

<sup>\*</sup>Здесь и далее на диаграммах учтено количество атомов (ат.) в формульных единицах (ф.ед.).

<sup>\*\*</sup> В таблицах не приводятся, поскольку в использованных зондовых данных (скв. СГ-19) содержания Si и Al расчетные — по стехиометрии.

<sup>\*\*\*</sup> Максимальные содержания форстеритового минала в них достигают 88 % в траппах Декана и 82 % в траппах Сибири.




Таблица 1

Состав плагноклазов из траппов Декана

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	50,78	51,11	50,85	53,38	53,08	51,75	51,52	52,90	52,10	52,12	52,57
Si	2,320	2,348	2,355	2,441	2,432	2,384	2,332	2,392	2,392	2,393	2,426
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,58	30,03	28,98	28,08	28,37	29,08	30,74	29,62	29,15	29,21	28,03
Al	1,647	1,626	1,582	1,513	1,532	1,579	1,640	1,579	1,577	1,580	1,525
FeO	0,67	0,64	1,61	0,92	0,83	0,65	0,61	0,87	0,92	0,91	0,85
Fe	0,026	0,025	0,062	0,035	0,032	0,025	0,023	0,033	0,035	0,035	0,033
MgO	0,19	0,13	0,60	0,20	0,20	0,19	0,17	0,15	0,17	0,12	0,19
Mg	0,013	0,009	0,041	0,014	0,014	0,013	0,012	0,010	0,012	0,008	0,013
CaO	14,14	13,43	12,77	11,81	11,97	12,82	14,12	12,78	12,33	12,30	12,55
Ca	0,692	0,661	0,634	0,579	0,588	0,633	0,685	0,619	0,606	0,605	0,621
Na <sub>2</sub> O	3,55	3,79	3,95	4,88	4,52	4,25	3,48	4,15	4,31	4,30	4,21
Na	0,314	0,338	0,355	0,433	0,402	0,380	0,306	0,364	0,384	0,383	0,377
K <sub>2</sub> O	0,10	0,12	0,11	0,16	0,16	0,13	0,10	0,12	0,14	0,14	0,12
ĸ	0,006	0,007	0,007	0,009	0,009	0,008	0,006	0,007	0,008	0,008	0,007
Ab	31,1	33,6	35,6	42,4	40,2	37,2	30,7	36,8	38,4	38,4	37,5
An	68,4	65,7	63,7	56,7	58,8	62,0	68,7	62,5	60,8	60,8	61,8
Or	0,6	0,7	0,7	0,9	1,0	0,8	0,6	0,7	0,8 .	0,8	0,7

Продолжение табл. 1

Компонент	12 `	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO.	52.53	53.88	52.56	55.28	54,42	52,14	55,22	52,42	52,90	50,09	53,80
Si	2.391	2,456	2,399	2,541	2,471	2,385	2,482	2,375	2,389	2,287	2,425
A1.0,	29,62	28,21	29,31	26,15	28,08	29,52	27,63	29,52	29,22	30,87	28,46
Al	1,589	1,516	1,577	1,417	1,503	1,592	1,464	1,576	1,555	1,661	1,512
FeO	0,39	0,69	0,37	1,05	0,59	0,54	1,45	1,18	1,34	1,25	1,69
Fe	0,015	0,026	0,014	0,040	0,022	0,020	0,054	0,045	0,050	0,048	0,064
MgO	0,15	0,13	0,16	0,29	0,10	0,14	0,12	0,18	0,14	0,16	0,17
Mg	0,010	0,008	0,011	0,020	0,007	0,009	0,008	0,012	0,009	0,011	0,011
CaO	13,01	11,71	12,94	9,95	11,45	12,97	11,06	13,02	12,79	14,52	12,00
Ca	0,635	0,572	0,633	0,490	0,557	0,636	0,532	0,632	0,619	0,710	0,580
Na <sub>2</sub> O	3,77	4,46	3,88	5,09	4,68	3,80	4,81	3,73	3,99	2,98	4,41
Na	0,333	0,394	0,343	0,454	0,412	0,337	0,419	0,328	0,349	0,264	0,385
K <sub>2</sub> O	0,21	0,32	0,22	0,47	0,33	0,22	0,33	0,18	0,23	0,08	0,14
ĸ	0,012	0,018	0,013	0,028	0,019	0,013	0,019	0,010	0,013	0,005	0,008
Ab	34,0	40,0	34,7	46,7	41,7	34,1	43,2	33,8	35,6	26,9	39,6
An	64,8	58,2	64,0	50,4	56,4	64,6	54,9	65,1	63,1	72,6	59,6
Or	1,2	1,8	1,3	2,9	1,9	1,3	1,9	1,1	1,3	0,5	0.8

146

Компонент	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
8:0	52.40	50.44	52 55	52.69	51 77	53.64	50.50	54 57	51.27	52.80	50.99
5102	52,49	55,44	55,55	55,00	51,77	55,04	0.007	2,57	2,250	2,00	2 2 4 0
Si	2,379	2,644	2,446	2,469	2,3/3	2,463	2,337	2,504	2,359	2,420	2,340
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,24	25,08	28,18	27,48	29,44	27,68	29,75	27,00	29,63	28,61	29,77
Al	1,562	1,315	1,517	1,490	1,591	1,498	1,619	1,460	1,607	1,545	1,616
FeO	1.39	1,45	0,78	0,93	0,56	0,75	0,65	0,73	0,65	0,71	0,63
Fe	0.053	0.054	0,030	0,036	0.022	0.029	0,025	0,028	0,025	0,027	0,024
MgO	0,17	0,14	0,12	0,06	0,14	0,08	0,16	0,08	0,13	0,13	0,14
Mg	0,011	0,009	0,008	0,004	0,010	0,006	0,0110	0,006	0,009	0,009	0,010
CaO	12.78	8,61	11,56	10,85	13,22	11,08	13,77	10,15	13,29	12,15	13,60
Са	0.621	0,410	0,566	0,535	0,649	0,545	0,681	0,599	0,655	0,596	0,671
Na <sub>o</sub> O	4,06	5,88	4,94	5,45	4,07	5,34	3,90	5,77	3,93	4,51	3,74
Na	0.357	0,507	0,438	0,486	0,362	0,475	0,349	0,513	0,351	0,401	0,334
K.O	0,14	0,44	0,36	0,33	0,21	0,39	0,19	0,46	0,24	0,35	0,27
K <sup>2</sup>	0.008	0,025	0,021	0,019	0,012	0,023	0,011	0,027	0,014	0,021	0,016
Ab	36,2	53,8	42,7	46,7	35,3	45,6	33,5	49,4	34,4	39,4	32,7
An	63,0	43,5	55,2	51,4	64,5	52,2	65,4	48,0	64,2	58,6	65,7
Or	0,8	2,7	2,1	1,9	1,2	2,2	1,1	2,6	1,4	2,0	1,6

# Продолжение табл. 1

Компонент	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
SiO	53 38	52.47	51 01	52.38	52.04	54.74	52,88	51.32	69.31	69.11	68,71
Si Si	2,445	2.396	2.344	2,400	2,382	2,496	2,419	2,351	3,018	3,028	3,000
Al <sub>a</sub> O <sub>a</sub>	28,12	29,02	29,91	28,92	29,26	27,28	28,65	29,77	19,43	19,17	19,32
A1	1,518	1,562	1,620	1,562	1,579	1,466	1,545	1,607	0,997	0,989	0,994
FeO	0,66	0,73	0,59	0,75	0,69	0,76	0,55	0,72	0,19	0,22	0,02
Fe	0,025	0,028	0,023	0,029	0,026	0,029	0,021	0,028	0,007	0,008	0,001
MgO	0,14	0,16	0,15	0,13	0,16	0,10	0,19	0,19	0,00	0,00	0,00
Mg	0,010	0,011	0,010	0,009	0,011	0,007	0,013	0,013	0,000	0,000	0,000
CaO	11,60	12,53	13,70	12,48	12,97	10,58	12,32	13,66	0,29	0,01	0,01
Ca	0,569	0,613	0,675	0,613	0,636	0,517	0,604	0,671	0,014	0,000	0,000
Na <sub>2</sub> O	4,92	4,63	3,79	4,49	4,24	5,54	4,49	3,84	9,91	10,57	· 11,93
Na	0,437	0,410	0,338	0,399	0,376	0,490	0,398	0,341	0,837	0,898	1,010
K <sub>a</sub> O	0,32	0,27	0,19	0,29	0,21	0,43	0,25	0,19	1,06	0,07	0,06
ĸ	0,019	0,016	0,011	0,017	0,012	0,025	0,015	0,011	0,059	0,004	0,003
Ab	42,6	39,5	33,0	38,8	36,7	47,5	39,2	33,3	92,0	99,5	99,6
An	55,6	59,0	65,9	59,6	62,1	50,1	59,4	65,6	1,5	0,1	0,1
Or	1,8	1,5	1,1	1,6	1,2	2,4	1,4	1,1	6,5	0,4	0,3

Компонент	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
SiO <sub>2</sub> Si Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Al	59,78 2,706 23,99 1,280	46,06 2,143 33,22 1,821	51,49 2,362 29,50 1,595	52,28 2,406 28,58 1,550	45,65 2,124 33,58 1,841	51,77 2,359 30,00 1,611	49,69 2,282 30,90 1,672	51,43 2,344 30,09 1,617	54,68 2,479 27,56 1,472	51,70 2,380 28,32 1,537	51,50 2,343 30,06 1,612
FeO Fe MgO	0,37 0,014 0.002	0,67 0,026 0.12	0,79 0,030 0,16	0,94 0,036 0,13	0,70 0,027 0,11	0,92 0,035 0.03	0,86 0,033 0,17	0,91 0,035 0,16	1,61 0,061 0,11	2,33 0,090 0,66	1,25 0,048 0,11
Mg CaO	0,001 6,08	0,008 17,53	0,011 13,28	0,009 12,40	0,008 17,80	0,002 13,03	0,012 15,09	0,011 13,65	0,007 10,89	0,045 12,19	0,008 13,72
Ca Na <sub>2</sub> O No	0,295 7,49	0,874 1,60 0,144	0,653 4,06	0,611 4,36	0,887 1,47	0,636	0,742	0,667 3,40 0,201	0,529 4,76	0,601 3,81	0,669 3,34 0,295
K <sub>2</sub> O K	1,02 0,059	0,07 0,004	0,30	0,43	0,07	0,343	0,244 0,24 0,014	0,31	0,419	0,35 0,021	0,29
Ab An Or	65,0 29,2	14,1 85,5 0 4	35,0 63,3	37,9 59,6	13,0 86,6	34,7 64,2	24,4 74,2	30,5 67,7	43,0 54,3	35,4 62,5	30,1 68,2

# Продолжение табл. 1

Компонент	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66
SiO.	50,52	65.00	51.34	63.75	62.22	60.02	53.30	55.44	52,92	51.54	59,04
Si	2,330	2,920	2,348	2,832	2,754	2,683	2,411	2,492	2,426	2,363	2,670
Al <sub>2</sub> O,	29,79	19,94	29,72	22,21	23,60	24,71	28,93	27,54	28,49	29,84	24,62
A1	1,619	1,056	1,602	1,163	1,231	1,302	1,542	1,459	1,539	1,612	1,312
FeO	1,04	0,81	1,22	0,51	0,54	0,48	1,07	1,30	1,11	0,90	0,56
Fe	0,040	0,030	0,047	0,019	0,020	0,018	0,041	0,049	0,042	0,034	0,021
MgO	0,11	0,02	0,10	0,02	0,03	0,03	0,10	0,13	0,11	0,10	0,06
Mg	0,008	0,001	0,007	0,001	0,001	0,001	0,007	0,009	0,007	0,007	0,004
CaO	13,78	1,85	13,48	4,00	5,58	7,14	12,21	10,42	11,93	13,05	7,55
Ca	0,681	0,089	0,661	0,190	0,265	0,342	0,592	0,502	0,586	0,641	0,360
Na <sub>2</sub> O	3,48	4,96	3,59	7,35	7,40	6,55	4,31	5,22	4,29	3,72	6,61
Na	0,311	0,432	0,318	0,633	0,635	0,568	0,378	0,455	0,381	0,330	0,579
K,O	0,30	7,76	0,26	1,88	1,12	0,98	0,44	0,58	0,16	0,11	0,40
ĸ	0,018	0,445	0,015	0,107	0,063	0,056	0,025	0,033	0,009	0,006	0,023
Ab	30,8	44,7	32,0	68,1	66,0	58,8	38,0	45,9	39,0	33,8	60,2
An	67,4	9,2	66,5	20,5	27,2	35,4	59,5	,50,7	60,0	65,6	37,4
Or	1,8	46,1	1,5	11,5	6,5	4,8	2,5	3,4	1,0	0,6	2,4

148

Окончание табл. 1

Компонент	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77
SiO	57 74	57.64	65 48	54.01	55 37	53 53	56.00	53 15	52 18	51 46	54.06
5102	0.(10	57,04	0,40	0,475	33,37	33,33	30,00	33,43	52,10	51,40	34,00
51	2,015	2,627	2,929	2,475	2,524	2,431	2,544	2,455	2,395	2,369	2,462
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,14	23,54	20,08	27,77	26,92	28,50	26,47	28,09	28,94	29,23	27,76
A1	1,342	1,265	1,059	1,500	1,446	1,525	1,417	1,521	1,565	1,586	1,490
FeO	0,69	1,42	0,63	0,97	0,92	0,55	0,70	0,77	0,76	1,01	1,29
Fe	0,026	0,054	0,024	0,037	0,035	0,021	0,027	0,029	0,029	0,039	0,049
MgO	0.08	0.32	0.03	0.17	0.15	0.17	0.12	0.13	0.09	0.07	0.09
Mg	0,006	0,022	0,002	0,011	0,010	0,012	0,008	0,009	0,006	0,005	0,006
CaO	8,35	8,31	2,15	10,31	9,78	12,25	9,43	10,81	12,45	12,98	11,11
Ca	0,405	0,406	0,103	0,506	0,478	0,596	0,459	0,532	0,612	0,641	0,542
Na <sub>2</sub> O	6,87	7,37	7,49	4,80	5,32	4,74	5,86	5,02	4,59	4,13	5,04
Na	0,604	0,651	0,650	0,427	0,470	0,417	0,516	0,447	0,409	0,369	0,445
K <sub>2</sub> O	0,32	0,49	3,36	0,84	0,59	0,22	0,80	0,32	0,21	0,17	0,35
ĸ	0,019	0,028	0,192	0,049	0,034	0,013	0,046	0,019	0,012	0,010	0,020
Ab	58,8	60,0	69,8	43,5	47,9	40,6	50,5	44,8	39,6	36,2	44,2
An	39,4	37,4	10,9	51,5	48,7	58,1	45,0	53,3	59,2	62,8	53,8
Or	1,8	2,6	20,3	5,0	3,4	1,3	4,5	1,9	1,2	1,0	2,0

Примечание. 1 – долерито-базальт (д-б), IN-9; 2-4 – оливиновый порфировидный долерит, IN-11; 5-7 – порфировидный микродолерит, IN-14 (6, 7 – вкрапленник); 8-11 – оливиновый д-б (8 – IN-18; 9 – IN-19; 10 – IN-20; 11 – IN-21); 12, 13 – оливиновый порфировый д-б, IN-26A (12 – вкрапленник); 14, 15 – д-б, IN-28 (14 – вкрапленник); 16, 17 – д-б, IN-30 (17 – вкрапленник); 18-20 – порфировый д-б, IS-1 (19 – вкрапленник); 21, 22 – порфировый базальт, IS-2 (22 – вкрапленник); 23, 24 – порфировидный долерит, IS-8 (23 – вкрапленник); 25, 26 – измененный порфировидный базальт, IB-7 (25 – вкрапленник); 27, 28 – порфировидный д-6, IB-8 (27 – вкрапленник); 29, 30 – д-6, IB-11; 31 – порфировидный долерит, IB-11A; 32, 33 – измененный базальт, IB-12A; 34-37 – анкарамитовый д-6 (34 – IB-13; 35 – IB-14; 36, 37 – IB-15); 38 – порфировидный долерит, IB-16; 39, 40 – оливиновый д-6, IB-17 (40 – вкрапленник); 41 – порфировидный пикритовый д-6, IB-18; 42 – трахит, IB-19; 43, 44 – трахитовый порфирит, IB-20 (44 – вкрапленник); 56 – трахитовый порфирит, IB-21; 46-49 – трехпорфировый д-6, IB-18; 42 – трахит, IB-19; 50-55 – трехпорфировый д-6, IPH-2 (52 – вкрапленник); 56-58 – оливиновый д-6, ID-1 (62 – вкрапленник); 59, 60 – порфировидный риолит, IPH-4 (60 – вкрапленник); 61 – трехпорфировый витробазальт, IPH-5; 62, 63 – порфировый д-6, ID-1 (62 – вкрапленник); 64, 65 – д-6, ND-1; 66, 67 – оливиновый д-6, ND-2; 68 – афировый базальт, BД-1A; 69 – порфировый гиалобазальт, BД-3; 70, 71 – базальт (70 – BД-5; 71 – BД-6); 72, 73 – порфировый базальт, BД-9A (72 – вкрапленник); 74, 75 – оливиновый д-6, BД-9B; 76, 77 – оливинодержащий д-6, BД-9Д.

В табл. 1-3 оксиды в мас. %, элементы – в ф.ед.

Состав оливинов из траппов Декана и Но

Компонент	1	2	3	4 ·	5	6	7
SiO <sub>2</sub> Si Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Cr FeO Fe MnO Mn MgO CaO Ca Fo	37,75 0,954 0,08 0,001 18,26 0,386 0,29 0,006 42,42 1,690 0,28 0,007 81,4	39,35 1,008 0,05 0,001 20,62 0,440 0,37 0,007 40,06 1,528 0,24 0,006 77,6	38,52 0,998 0,05 0,001 19,69 0,427 0,32 0,006 40,47 1,562 0,26 0,008 78,5	37,91 0,998 0,05 0,001 20,15 0,444  39,74 1,559  - 77,8	32,42 0,937 0,07 0,002 33,57 0,811 0,45 0,011 29,93 1,289 0,38 0,012 61,4	33,57 0,990 - 49,08 1,210 1,05 0,026 15,98 0,702 0,77 0,024 36,7	37,88 1,006 0,057 0,001 23,53 0,523 - 36,72 1,454 0,35 0,010 73,5

Компонент	15	16	17	18	19	20	. 21
SiO <sub>2</sub>	37,76	35,340	35,901	38,092	39,631	39,654	38,222
Si Cr.O.	1,00	0,996	0,997	0,992	1,013	1,007	0,990
Cr Cr				, He	е определялос	Ъ	i
FeO	25,10	39,798	33,022	23,305	19,363	18,448	19,349
Fe	0,56	0,938	0,767	0,508	0,414	0,413	0,419
Ni	0,35				Не опреде	лялось	
MgO	34,65	25,283	29,747	38,803	40,971	41,517	41,452
Mg	1,38	1,062	1,231	1,507	1,561	1,572	1,601
CaO	0,34.	0,249	0,313		Не опред	елялось	
Fo	27.7	53,1	61,7	74,8	79,0	79,2	79,3
Fa	72,3	46,9	38,3	25,2	21,0	20,8	20,7

Компонент	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO <sub>2</sub>	36,72	38,50	38,84	38,92	39,48	39,06	38,87	39,22
Si	0,990	0,999	1,003	1,003	1,002	1,002	1,001	1,006
Cr <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04
Cr <sup>1</sup>	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
FeO	29,74	21,95	23,14	21,17	20,02	20,14	21,45	20,20
Fe	0,671	0,477	0,500	0,456	0,425	0,432	0,462	0,433
NiO	0,00	0,16	0,13	0,15	0,15	0,13	0,13	0,15
Ni	0,000	0,03	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
MgO	33,31	39,11	38,52	39,65	41,25	40,56	39,70	40,38
Mg	1,339	1,514	1,483	1,524	1,560	1,552	1,525	1,544
CaO	0,31	0,25	0,26	0,32	0,28	0,28	0,27	0,28
Ca	0,009	0,007	0,007	0,009	0,008	0,008	0,008	0,008
Fo	66,6	76,0	74,8	77;0	78,6	78,2	76,7	78,1
Fa	33,4	24,0	25,2	23,0	21,4	21,8	23,3	21,9

Примечание. I – Сибирская платформа. 1-7 – эффузивные траппы: 1, 2 – крупные зональные зерна (центр – 1, край – 2) из пикритового базальта гудчихинской свиты Норильского района, обр. 491-256 [16]; 3 – мелкие зерна из этого же потока пикритовых базальтов; 4 – крупные зерна из потока пикритового базальта гудчихинской свиты бассейна р. Икон, рильского района Сибирской платформы

8	9	10	11	12	13	14
38,08 1,01	38,36 1,01	37,90 1,00	36,72 1,01	39,04 1,00	34,89 1,00	38,34 0,98
		I	Не определялос	5		
24,30 0,54 0,48 0,01 35,38 1,40	21,91 0,48 0,21 0,01 37,36 1,47	22,04 0,48 0,34 0,01 37,96 1,48	30,73 0,72 0,30 0,01 30,14 1,24	21,01 0,46 0,31 0,01 38,60 1,49	44,97 1,09 0,620 0,01 17,47 0,75	18,79 0,39 0,28 0,01 42,27 1,61
	 75,5 24,5	Сл. 75,5 24,5		- 76,5 23,5	0,62 0,02 40,1 59,9	80,5 19,5

Продолжение табл. 2

22	23	24	25	26	27	28	29
40.03	40 620	40.08	39.34	39.01	36.05	35.80	. 34 41
0,994	1,015	1,005	1,005	1,002	1,004	1,001	0,989
		0,07	0,09	0,09	0,00	0,00	0,01
		0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000
11,53	13,83	15,48	21,22	21,56	38,18	39,34	45,11
0,238	0,288	0,325	0,453	0,463	0,890	0,920	1,084
		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1	L	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
47,16	44,87	44,31	40,09	39,73	26,30	25,68	21,60
1,744	1,671	1,656	1,526	1,521	1,092	1,070	0,926
0,015	0,430	0,31	0,29	0,31	0,33	0,25	0,34
0,015	0,010	0,008	0,008	0,009	0,010	0,008	0,011
88,0	85,3	83,6	77,1	76,7	55,1	53,8	46,0
12,0	14,7	16,4	22,9	23,3	44,9	46,2	54,0

## Окончание табл. 2

38	39	40	41	42	43	44	45	46
38,69	37,54	37,54	39,00	38,91	39,49	39,46	39,21	37,71
1,002	1,001	1,000	1,004	1,004	1,002	1,002	0,998	0,994
0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,07	0,05	0,04	0,02
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
24,19	29,63	30,19	21,51	22,72	16,64	16,72	16,44	24,14
0,524	0,661	0,673	0,463	0,490	0,353	0,355	0,350	0,532
0,10	0,12	0,12	0,13	0,12	0,29	0,26	0,27	0,12
0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,006	0,005	0,006	0,003
37,88	33,44	33,17	39,54	38,75	43,02	42,99	43,18	37,33
1,463	1,329	1,317	1,518	1,491	1,627	1,627	1,639	1,468
0,25	0,24	0,25	0,27	0,26	0,30	0,29	0,30	0,27
0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,008	0,008	0,008	0,008
73,6	66,8	66,2	76,6	75,2	82,2	82,1	82,4	73,4
26,4	33,2	33,8	23,4	24,8	17,8	17,9	17,6	26,6

обр. ИК-54; 5 — мелкие зерна из основной массы порфировидных долеритов аянской (моронговской свиты, район оз. Бокового, обр. БК-73; 6 — из титан-авгитовых долерито-базальтов гудчихинской свиты бассейна р. Икон, обр. ИК-33; 7 — зерна из основной массы афанитовых базальтов аянской свиты района оз. Бокового, обр. БК-96; 8—15 — интрузивные траппы: 8, 9 — оливин-



Рис. 3. Диаграммы Mg-Fe-Ca (ат.) для фемических минералов. а — из траппов Сибирской платформы: 1, 2 — эффузивы скв. СГ-19 (1 — нижние, 2 — верхние свиты), 3, 4 — прочие эффузивы (3) и интрузивы (4) северо-западной части Сибирской платформы; б — из деканских траппов.

#### Окончание табл. 2

биотитовые габбро-долериты (г-д), обр. КЗ-622/583, КЗ-480/979; 10 — пикритовый г-д, КЗ-274/540; 11 — такситовый г-д, КЗ-622/628; 12 — оливин-биотитовый г-д, 702/701; 13 — оливиновый г-д интрузии Первый порог, р. Курейка; 14 — пикритовый г-д интрузии Норильск-I; 15 — оливиновый г-д интрузии Норильск-I. II — эффузивные траппы Декана: 16, 17 — оливинсодержащие долерито-базальты (д-б), представляющие разноструктурные переходные типы — от базальтов к долеритам, юго-восток ареала Декана, обр. IH-1/3; IH-3a; 18 — оливиновый базальт, TRB-5; 19-21 — зерна различной степени идиоморфизма из пикритового базальта, КВ-90, запад ареала Декана; 22 — среднее для шести фенокристаллов (ядра) из пикритовых базальтов; 23 — среднее для двух оливинов из основной массы пикритовых базальтов, обр. В-6, Д-5; 24-26 — анкарамит, IPH-1; 27, 28 — оливиновый долерито-базальт, IPH-3; 29 — оливиновый д-6, IN-20; 30 — оливиновый д-6, IN-21; 31-33 — д-6, IN-15; 34-37, 46 — д-6, IN-16; 38-42 — оливиновый д-6, IN-17; 43-45 — оливиновый д-6, IN-18. Данные в столбцах 8-12 приведены по химическим анализам, в остальных — по микрозондовым. FeO — общее железо. В образцах 15-46 содержание МпО не определялось.



Рис. 4. Диаграмма состава оливинов из траппов Декана и Сибири. а — соотношение СаО-Fa % комп.; б — соотношение Ni — % Fe комп. 1 — траппы Декана; 2-4 траппы Сибири (2 — интрузивные траппы, данные рентгеноспектрального анализа; 3 — эффузивные траппы, данные рентгеноспектрального анализа, 4 — интрузивные траппы, данные химического анализа); 5 — тренды эволюции состава оливинов.

с неравномерной механической примесью плагиоклаза в отобранных пробах оливина. В противоположность CaO достаточно четкая обратная корреляция наблюдается для содержания NiO и железистости оливина (см. рис. 4, б) по результатам как электронно-зондовых, так и химических анализов. Судя по трендам, отстроенным по имеющимся данным, оливины из траппов Сибири имеют в целом большие содержания NiO, чем из траппов Декана.

## пироксены

В соответствии с увеличением содержания волластонитового минала отмечающиеся в траппах пироксены могут быть отнесены к двум группам – ортопироксенам и клинопироксенам. Последние подразделяются в свою очередь на субкальциевые пижониты и авгиты, которые далее правильней

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	51,10	45,45	50,98	49,72	50,19	53,56	50,05	50,41
Si	1,889	1,896	1,924	1,926	1,920	2,001	1,903	1,900
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,64	0,66	. 0,89	2,01	0,66	1,03	0,96
Ti	0,018	0,018	0,019	0,026	0,058	0,018	0,029	0,025
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,50	2,60	1,59	2,19	2,04	0,82	3,20	5,50
A1	0,109	0,118	0,072	0,100	0,090	0,036	0,144	0,200
· Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	i -	-	0,02	-	0,618	0,121	) –
Cr	0,030	-	-	0,001	-	0,018	0,004	-
FeO	6,30	13,18	9,30	16,49	10,98	8,89	11,85	9,80
Fe	0,195	0,423	0,298	0,534	0,352	0,278	0,377	0,330
MnO	0,35	0,27	-	0,35	-	0,23	0,23	0,26
Mn	0,011	0,009	-	0,012	-	0,007	0,007	0,010
MgO	17,79	14,77	16,12	13,34	11,75	15,46	13,23	13,31
Mg	0,981	0,884	0,921	0,771	0,671	0,861	0,750	0,730
CaO	19,86	17,29	17,71	14,96	21,58	18,17	18,94	16,92
Ca	0,786	0,710	0,727	0,621	0,885	0,727	0,771	0,680
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,23	-	0,22	<b>—</b> .	0,20	0,26	0,72
Na	. 0,010	0,017	-	0,017	-	0,014	0,019	0,050
1'	16,6	33,4	24,4	40,9	34,4	24,4	33,4	31,0
Wo	40,1	35,9	37,4	32,2	46,4	39,0	40,6	39,0
En	49,9 ·	42,7	47,3	40,0	35,2	46,1	39,5	42,1
Fs	10,0	21,4	15,3	27,8	18,4	14,9	19,9	18,9

Cassan	T			Terrene		71 -
1.0CTHH	DMDDKCPHON	<b>H R</b>	TDHINNE	HPK SHS	ы	HO
~~~~	www.howrond.		1000000	AAAAAAA		~~~

Компонент	17	18	19	20	21	22	23	24
8:0	: 52.44	51 12	50 (1	50.64	51.05	52.00	50.15	50.94
310 <sub>2</sub>	52,44	51,15	5%,01	50,64	51,95	55,20	52,15	50,84
Si	1,926	1,909	1,953	1,890	1,911	1,952	1,957	1,932
TiO <sub>2</sub>	0,41	· 1,02	0,74	0,52	0,62	0,35	0,36	0,85
Ti	0,011	0,029	0,021	0,014	0,017	0,010	0,010	0,024
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,24	2,02	1,30	2,72	2,33	1,48	1,96	1,80
A1	0,097	0,089	0,058	0,120	0,101	0,064	0,087	0,081
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	0,36	_	0,03	1,04	0,29	0,18	0,06
Cr	0,014	0,011	<u> </u>	0,001	0,030	0,008	0,005	0,002
FeO	7,19	9,02	11,47	8,89	7,07	7,17	9,85	13,99
Fe	0,221	0,282	0,363	0,195	0,217	0,220	0,309	0,445
MnO	0,19	0,21	0,27	0,21	0,11	0,11	0,22	0,32
Mn	0,009	0,007	0,009	0,011	0,003	0,002	0,007	0,010
MgO	17,73	16,32	15,26	16,52	18,24	17,90	15,50	14,99
Mg	0,970	0,908	0,861	0,981	1,000	0,978	0,867	0,849
CaO	19,35	19,39	17,83	20,08	18,42	19,44	18,36	16,15
Ca	0,762	0,776	0,723	0,786	0,726	0,763	0,738	0,658
Na <sub>2</sub> O	U. ava	0,23	0,24	0,23	0,08	0,16	0,16	0,036
Na	ne onp.	0,17	0,017	0,010	0,006	0,011	0,014	0,003
f1	18,6	23,7	29,6	16,6	17,8	18,4	26,3	34,4
Wo	39,0	39,5	37,1	40,1	37,4	38,9	38,6	33,7
En	49,7	46,2	44,2	50,0	51,5	49,9	45,3	43,5
Fs	11,3	14,3	16,6	9,9	11,1	11,2	16,1	22,8

было бы назвать пижонит-авгитами. Все это хорошо выявляется в табл. 3 и на диаграмме Mg-Fe-Ca (см. рис. 3).

**Ортопироксены** из траппов Декана находятся в диапазоне составов  $Fs_{27-37}$ ,  $Wo_{7-9}$ , в то время как в траппах Сибирской платформы они имеют состав  $Fs_{16-27}$ ,  $Wo_{2-6}$ . Как можно видеть, в Сибири ортопироксены менее железистые и менее кальциевые. С превышением указанных пределов

Т	a	б	л	и	ц	а	- 3
_	_	_	_	_	_	_	

9	10	11	12	13	14	15	16
50.55	50.00	40.40	50.65		<b>54 00</b>		
50,55	50,86	48,18	52,65	51,96	51,82	53,08	52,27
1,900	1,900	1,877	1,948	1,916	1,909	1,994	1,920
0,92	0,92	1,14	0,18	0,71	0,57	0,59	0,59
0,04	0,027	0,033	0,005	0,020	0,016	0,016	0,016
5,45	4,56	2,45	1,74	2,48	2,30	2,22	2,00
0,24	0,19	0,112	0,066	0,108	0,100	0,095	0,087
_	-	-	0,63	1,07	0,87	0,89	0,82
-	_	-	0,019	0,031	0,025	0,025	0,024
9,56	9,51	13,92	6,29	6,46	6,88	6,90	7,53
0,32	0,32	0,454	0,195	0,199	0,212	0,209	0,231
0,24	0,24	0,32	0,13	0,16	0,16	0,16	0,16
0,01	0,01	0,011	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005
13,50	13,97	12,36	17,76	17,57	17,96	18,10	18,82
0,75	0,78	0,718	0,979	0,966	0,986	0,975	0,975
17,17	17,91	19,49	19,40	19,01	19,24	19,58	19,06
0,69	0,72	0,814	0,769	0,751	0,759	0,759	0,750
0,70	0,54	0,36	0,11		Не оплет	PICTON	•
0,05	0,04	0,028	0,008		ITE OTIPER	CITATIOLD	
29,9	29,1	38,7	16,6	17,1	17,7	17,6	19,2
39,2	39,5	41,0	39,6	39,1	38,8	39,2	38,5
42,6	42,9	36,1	50,4	50,5	50,5	50,0	49,7
18,2	17,6	22,9	10,0	10,4	10,7	10,8	11,8

. .

рильского района Сибирской платформы

Продолжение табл. 3

25	26	27	28	29	30	31	32
50,50 1,896 0,96 0,027 2,62 0,116 0,23 0,007	52,20 1,920 1,06 0,029 2,35 0,102 0,12 0,003	50,93 1,906 0,75 0,021 2,08 0,092 0,54 0,016	51,06 1,910 0,67 0,019 2,12 0,093 0,77 0,023	50,98 1,916 1,09 0,031 2,20 0,097 0,03 0,001	50,87 1,947 0,78 0,025 1,95 0,088 0,09 0,003	50,42 1,900 0,76 0,020 2,94 0,130 0,15 0,005	51,04 1,900 0,60 0,020 2,95 0,120 0,93 0,030
9,12 0,286	8,88	7,59	7,30	12,41	10,56	10,04	6,46 0,190
0,16 0,005	0,19 0,006	0,12 0,004	0,228 0,14 0,004	0,26 0,008	Не опр.	0,310 0,24 0,010	0,190 0,19 0,006
15,69	16,15	17,38	17,37	14,53	14,20	14,81	17,05
19,72	19,75	19,33	19,17	18,55	18,90	19,16	19,69
0,754	0,770	0,775	не опред	целялось	0,775		0,700
24,8 40,3 45,0 14,7	23,5 40,4 45,6 14,0	19,8 38,9 49,0 12,1	19,1 39,1 49,2 11,7	32,5 38,5 41,5 20,0	29,5 40,3 42,1 17,6	27,2 40,0 43,5 16,5	16,8 41,0 49,0 10,0

1	EE
	77
- 44	~~

Компонент	33	34	35	36	37	· 38	39	40
$ \begin{array}{c} \text{SiO}_2\\ \text{Si}\\ \text{TiO}_2\\ \text{Ti}\\ \text{Al}_2\text{O}_2 \end{array} $	50,90 1,955 0,91 0,026 1.34	51,82 1,927 0,55 0,015 2,45	52,83 1,957 0,45 0,013 1,52	51,774 1,926 0,741 0,021 1,775	51,063 1,892 0,656 0,018 3,451	52,182 1,912 0,923 0,025 1,953	50,981 1,801 1,112 0,031 2,610	50,472 1,902 1,324 0,038 2,465
Al Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Cr FeO Fe	0,060  12,39 0,387	0,107 1,01 0,030 6,16 0,192	0,066 0,69 0,020 7,05 0,218	0,078 0,141 0,004 10,696 0,333	0,151 0,671 0,020 7,666 0,238	0,084 0,110 0,003 11,206 0 343	0,115 0,475 0,014 9,468 0,295	0,109 0,201 0,006 10,414 0 328
MnO Mn MgO Ma	0,387 0,192 0,218 Не определялось 14,88 16,09 15,68		0,251 0,008 15,354	0,179 0,006 15,913	0,261 0,008 17,615	0,220 0,007 16,075	0,325 0,010 15,116	
CaO Ca Na <sub>2</sub> O Na	0,852 16,91 0,695 He	0,892 20,72 0,826 сопределяло	0,938 19,52 0,775 ось	0,851 19,695 0,785 0,214 0,015	0,879 19,959 0,792 0,243 0,017	0,962 17,133 0,672 0,248 0,018	0,894 18,701 0,747 Не опр.	0,849 18,571 0,750 0,286 0.021
f' Wo, En Fs	31,7 35,7 43,8 20,5	17,6 43,2 46,8 10,0	18,8 40,1 48,6 11,3	28,1 39,9 43,2 16,9	21,3 41,5 46,0 12,5	26,3 34,0 48,7 17,3	24,8 38,6 46,2 15,2	27,9 38,9 44,1 17,0

Компонент	49	50	51	52	53	54	55	56
0.0	51.060	<i></i>						
SIO <sub>2</sub>	51,860	51,991	47,841	50,526	50,596	52,963	51,140	49,799
Si	1,928	1,915	1,839	1,899	1,927	1,947	1,922	1,900
TiO <sub>2</sub>	0,714	0,490	1,826	1,343	1,174	0,539	0,943	0,847
Ti	0,020	0,014	0,053	0,038	0,034	0,015	0,027	0,024
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,166	2,448	3,949	2,917	1,694	2,113	1,966	2,413
A1	0,095	0,106	0,179	0,129	0,076	0,092	0,087	0,109
$Cr_2O_3$	0,934	0,956	0,120	0,312	0,228	0,488	0,321	0,218
Cr	0,024	0,028	0,004	0,009	0,007	0,014	0,010	0,007
FeO	7,934	7,241	13,549	10,482	14,877	7,333	11,173	14,704
Fe	0,247	0,223	0,436	0,329	0,474	0,225	0,351	0,469
MnO	0,158	0,179	0,323	0,209	0,312	0,169	0,230	0,343
Mn	0,005	0,006	0,011	0,007	0,010	0,005	0,007	0,011
MgO	16,556	17,994	12,799	14,561	14,044	17,004	15,092	14,719
Mg	0,918	0,985	0,734	0,816	0,797	0,932	0,845	0,837
CaO	18,674	18,212	18,136	18,791	16,303	18,928	18,524	15,985
Ca	0,744	0,719	0,747	0,757	0,665	0,746	0,746	0,653
Na <sub>2</sub> O	0,221	0,230	0,417	0,286	0,247	0,253	0,239	0,322
Na	0,016	0,016	0,031	0,021	0,018	0,018	0,017	0,016
f'	21,2	18,5	37.3	28,7	37.3	19.4	23.3	35.9
Wo	39,0	37,3	39,0	39.8	34,3	39.4	38.4	33.3
En	48,1	51,1	38.3	42,9	41.2	48.8	43.5	42.8
Fs	12,9	11,6	22,7	17,3	24,5	11,8	18,1	23,9

содержания волластонитового компонента они переходят в пижониты, близкие им по составу, но относящиеся уже к моноклинным.

Пижониты из траппов Декана являются в большинстве заметно более железистыми, чем их аналоги из сибирских траппов (Fs<sub>26-50</sub> и Fs<sub>14-15</sub> соответственно), и несколько более кальциевыми (Wo<sub>8-24</sub> и Wo<sub>6-21</sub>). Авгиты на диаграммах Mg-Fe-Ca (см. рис. 3) занимают общирные

41	42	43	44	45	46	47	48
51,839	52,404	51,486	51,891	51,806	52,494	49,531	50,473
1,946	1,949	1,924	1,932	1,950	1,941	1,902	1,942
0,905	0,849	1,148	0,899	0,954	0,869	0,990	1,206
0,026	0,024	0,032	0,025	0,027	0.024	0.029	0.035
1,699	1,791	1,972	1,861	1,748	2,101	1,739	1.327
0,075	0,078	0,087	0.082	0,078	0.092	0.079	0,060
0,191	0,243	0,201	0,233	0.232	0.131	0,158	0,159
0,006	0.007	0.006	0.007	0.007	0.004	0.005	0,005
10,971	9,500	10.846	9,232	10.344	9,429	15.582	14,239
0,344	0,295	0.339	0,287	0.326	0.292	0.500	0.458
0,209	0,252	0,272	0,252	0,252	0.220	0.332	0.281
0,007	0,008	0,009	0,008	0,008	0,007	0.011	0.009
15,050	15,462	15,056	15,798	15,278	15,493	13,995	13,913
0,842	0,857	0,839	0,877	0,857	0,854	0,801	0,798
18,259	19,011	18,782	19,355	17,866	18,289	16,692	16,344
0,734	0,757	0,752	0,772	0,720	0,764	0,687	0,674
0,239	0,236	0,250	0,223	0,222	0,235	0,397	0,234
0,017	0,017	0,018	0,016	0,016	0,017	0,030	0,017
29,0	25,6	29,0	24,7	27,6	25,5	38,4	36,5
38,2	39,7	39,0	39,9	37,8	40,0	34,6	34,9
43,9	44,9	43,5	45,3	45,0	44,7	40,3	41,4
17,9	15,4	17,5	14,8	17,2	15,3	25,1	23,7

Продолжение табл. 3

5	7	58	59	60	61	62	63	64
	275	C1 705	50.000	40.57	<b>51</b> 40	40.51	50 0 <b>7</b>	10.64
52,	3/5	51,785	52,088	49,57	51,48	49,51	50,87	49,64
1,	940	1,926	1,924	1,869	1,930	1,882	1,910	1,881
0,	762	0,635	0,000	1,68	0,70	1,22	0,81	1,58
0,	021	0,018	0,000	0,048	0,020	0,035	0,023	0,045
1,	754	2,367	2,565	3,54	2,00	3,17	2,46	2,94
0,	077	0,104	0,112	0,157	0,088	0,142	0,109	0,131
0,	466	0,537	0,906	0,04	0,27	0,07	0,20	0,04
0,	014	0,016	0,026	0,001	0,008	0,002	0,006	0,001
8,	406	8,457	7,228	12,63	10,54	13,13	10,43	11,73
0,	260	0,263	0,223	0,398	0,331	0,417	0,328	0,372
0,	221	0,231	0,000		He			
0,	007	0,007	0,000			, outpenerminer	, .	
17,	576	17,584	18,105	14,65	16,00	14,53	16,02	14,39
0,	971	0,975	0,997	0,824	0,894	0,823	0,897	0,813
17,	533	17,083	18,288	17,49	18,21	17,42	18,32	18,84
0,	696	0,681	0,724	0,707	0,731	0,709	0,737	0,765
0,	209	0,209			На опрат			
0,	015	0,015			пе опред	ETHINOCP		
21,	1	21,2	18,3	32,6	27,0	33,6	26,7	31,4
36,	1	35,5	37,2	36,6	37,4	36,4	37,6	39,2
50,	4	50,8	51,3	42,7	45,7	42,2	45,7	41,7
13,	5	13,7	11,5	20,7	16,9	21,4	16,7	19,1

области в диапазоне составов 10-40 % Fs, 25-45 % Wo в деканских траппах и 9-42 % Fs, 25-49 % Wo – в сибирских. Для авгитов, как и для других типов пироксенов, намечаются тренды возрастающей железистости в процессе кристаллизации.

На диаграмме (Na+Ca)/Al-Si/Al (рис. 5) можно видеть непрерывный линейный ряд составов клинопироксенов из эффузивных и интрузивных

Компонент	65	66	67	68	69	70	71	72
								50.10
SiO <sub>2</sub>	50,77	51,45	51,30	52,15	50,88	49,65	51,64	50,49
Si	1,930	1,937	1,915	1,944	1,920	1,876	1,934	1,909
TiO,	1,00	0,81	0,89	0,67	0,88	1,41	0,71	1,17
Ti	0,029	0,023	0,025	0,019	0,025	0,040	0,020	0,033
A1,0,	1,71	1,68	2,62	1,76	2,36	3,44	1,86	2,31
A1	0,077	0,075	0,115	0,077	0,105	0,153	0,082	0,103
Cr <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	0,00	0,02	0,25	0,10	0,21	0,25	0,28	0,05
Cr	0,000	0,001	0,007	0,003	0,006	0,008	0,008	0,002
FeO	14,45	11,83	9,43	9,87	11,14	10,58	10,26	12,09
Fe	0,459	0,372	0,296	0,308	0,352	0,334	0,321	0,382
MgO	13,84	15,41	16,02	16,36	15,74	15,19	16,57	14,84
Mg	0,784	0,865	0,892	0,909	0,886	0,856	0,925	0,836
CaO	17,76	18,13	18,70	18,49	17,44	18,21	17,69	18,30
Ca	0,723	0,731	0,748	0,738	0,705	0,737	0,710	0,741
f'	36,9	30,1	24,9	25,3	28,4	28,1	25,8	31,4
Wo	36,8	37,2	38,6	37,8	36,3	38,3	36,3	37,8
En	39,9	43,9	46,1	46,5	46,5	44,4	47,3	42,7
Fs	23,3	18,9	15,3	15,7	18,1	17,3	16,4	19,5

Компонент	81	82	83	84	85	86	87	88
	<b>C1 R</b> (	CO CO		<b>51 (7</b>	<i>C1 CC</i>	c1 20	£1.11	52.04
SiO <sub>2</sub>	51,76	50,57	50,18	51,67	51,55	51,50	51,11	52,04
Si	1,962	1,937	1,926	1,947	1,925	1,907	1,907	1,938
TiO <sub>2</sub>	0,84	0,91	1,15	0,73	0,82	0,84	1,01	0,73
Ti	0,023	0,026	0,033	0,021	0,023	0,024	0,028	0,020
A1,0,	2,07	1,13	1,66	1,17	1,96	2,38	2,46	1,35
Al	0,091	0,051	0,075	0,051	0,086	0,104	0,108	0,059
Cr.0.	0,10	0,00	0,00	0,00	0,13	0,27	0,16	0,08
Cr	0,003	0,000	0,000	0,000	0,004	0,008	0,005	0,002
FeO	10,98	16,67	23,09	15,97	10,18	10,80	11,32	11,19
Fe	0,342	0,534	0,741	0,503	0,318	0,336	0,353	0,348
MgO	15,98	15,16	12,76	16,66	15,81	16,48	16,22	16,55
Mg	0,887	0,866	0,730	0,936	0,880	0,913	0,902	0,919
CaO	18,35	14,59	12,13	13,60	19,28	18,14	17,65	18,16
Ca	0,732	0,599	0,499	0,549	0,771	0,722	0,706	0,724
f'	27,8	38,2	50,4	35,0	26,5	26,9	28,1	27,5
Wo	37,3	30,0	25,3	27,6	39,2	36,7	36,0	36,4
En	45,2	43,3	37,1	47,1	44,7	46,3	46,0	46,1
Fs	17,4	26,7	37,6	25,3	16,1	17,0	18,0	17,5

траппов северо-запада Сибирской платформы. Для интрузивов в целом, а также базальтов нижней дифференцированной серии (ниже моронговской свиты) наблюдается наиболее широкий рассев точек во всем диапазоне глиноземистости. Подобными же широкими вариациями состава характеризуются и клинопироксены из эффузивных траппов Декана, что указывает на их значительную дифференцированность. Что касается "недифференцированной" – верхней серии базальтов северо-запада Сибирской платформы, то диапазон глиноземистости клинопироксенов здесь заметно сужается.

Судя по намечающимся трендам составов, клинопироксены из траппов Декана являются в целом несколько более глиноземистыми по сравнению с клинопироксенами сибирских траппов. Это отличает их от плагиоклазов,

	73	74	75	76	77	78	79	80
5	73 0,81 1,906 0,87 0,025 2,70 0,119 0,034 0,010 9,41 0,0295 5,93 0,295 5,93 0,295	49,90 1,888 1,51 0,043 2,87 0,128 0,07 0,002 11,11 0,352 14,55 0,821 19,02	48,60 1,870 1,75 0,051 2,76 0,125 0,00 0,000 15,62 0,503 12,68 0,728 17,94	76 50,60 1,917 1,10 0,031 2,04 0,091 0,03 0,001 13,03 0,413 14,65 0,827 17,89	50,03 1,890 1,18 0,033 3,13 0,139 0,023 0,007 9,99 0,316 14,82 0,835 19,37	78 51,03 1,995 0,89 0,025 1,86 0,083 0,05 0,002 10,51 0,332 15,28 0,859 19,34	79 51,52 1,935 0,75 0,021 1,65 0,073 0,06 0,002 10,89 0,342 15,93 0,892 18,44	80 48,60 1,872 1,77 0,051 2,47 0,112 0,00 0,000 18,26 0,558 13,86 0,796 14,58
2	0,758 4,9	0,771 30,0	0,740 40,9	0,726 33,3	0,784 27,4	0,782 27,8	0,742 27,7	0,602 42,5
39 49 19	9,0 5,8 5.2	39,7 42,2 18.1	37,6 36,9 25.5	36,9 42,1 21.0	40,5 43,2 16.3	39,6 43,6	37,6 45,1	42,5 30,3 40,1 29.6

Продолжение табл. 3

89	90	91	92	93	94	95	96
89 51,76 1,929 0,60 0,017 1,88 0,083 0,05 0,001 13,23 0,412 16,91 0,940 15,75	90 51,84 1,931 0,59 0,017 1,84 0,081 0,05 0,002 12,99 0,404 16,80 0,933 16,16	91 50,76 1,926 0,79 0,023 1,53 0,068 0,00 0,000 19,57 0,621 15,67 0,886 12,15	92 50,73 1,924 0,89 0,025 1,69 0,076 0,01 0,000 17,11 0,743 13,54 0,766 16,73	93 50,54 1,918 0,90 0,026 1,93 0,086 0,07 0,002 14,39 0,457 13,86 0,784 18,16	94 51,21 1,940 0,74 0,021 1,19 0,053 0,00 0,000 16,94 0,537 13,94 0,787 16,59	95 50,86 1,921 0,97 0,028 1,79 0,080 0,03 0,001 13,93 0,440 14,70 0,828 17,67	96 51,20 1,919 0,97 0,027 1,86 0,082 0,07 0,002 13,01 0,408 15,11 0,944 18,12
0,629	0,645	0,494	0,680	0,739	0,674	0,715	0,728
30,5 31,8 47.4	30,2 32,5 47.1	41,2 24,7 44.3	41,5 34,2 38,5	36,8 37,3 39.6	40,5 33,7 39.4	34,7 30,1 41.7	32,6 36,8 42,6
20,8	20,4	31,0	27,3	23,1	26,9	22,2	20,6

в которых наблюдаются обратные соотношения по глиноземистости. Поэтому можно предполагать, что клинопироксены в траппах Декана начинают кристаллизоваться несколько раньше, чем главная масса плагиоклаза\*.

На диаграмме Si/Al-Ti (рис. 6,а) наблюдается тенденция прямой зависимости титанистости клинопироксенов и их глиноземистости. Особенно это характерно для бурых пироксенов из большинства интрузивных и

<sup>&</sup>lt;sup>\*</sup>По сравнению с таковыми в сибирских траппах. Вполне вероятно, что отмеченные особенности определяются различием окислительно-восстановительных условий [13, 23] и режима щелочности [8-10] при кристаллизации расплавов в рассматриваемых регионах.

Компонент	97	98	99	100 .	101	102	103	104
						··		
SiO <sub>2</sub>	49,28	49,80	51,45	51,06	·51,55	51,34	50,84	51,30
Si	1,838	·1,918	1,940	1,936	1,924	1,925	1,932	1,935
TiO <sub>2</sub>	1,38	1,10	0,81	0,801	0,60	0,77	0,86	0,88
Ti	0,039	0,032	0,023	0,023	0,017	0,022	0,025	0,024
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,69	1,65	1,49	1,32	1,61	1,83	1,49	1,51
Al	0,162	0,075	0,066	0,059	0,071	0,081	0,067	0,067
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00
Cr	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
FeO	11,49	21,69	16,09	17,15	· 14,74	12,99	17,10	14,84
Fe	0,358	0,699	0,507	0,544	0,460	0,407	0,543	0,468
MgO	15,54	12,59	14,49	14,14	17,13	15,36	13,48	14,72
Mg	0,864	0,723	0,815	0,799	0,953	0,859	0,763	0,828
CaO	19,43	13,76	16,13	16,01	14,94	17,90	16,70	17,00
Ca	0,776	0,568	0,652	0,650	0,597	0,719	0,680	0,687
f'	29,3	49,1	38,4	40,5	. 32,6	32,2	41,6	36,1
Wo	38,9	28,6 .	33,0	32,6	29,7	36,2	34,3	34,7
En	43,2	36,3	41,3	40,1	47,4	43,3	38,4	41,7
Fs	17,9	35,1	25,7	27,3	22,9	20,5	27,3	23,6

Компо- нент	113	114	115	116	117	118	119	120
\$10	50.03	52.22	52.22	50.55	50.45	50.03	50.06	18 62
3102	1,050	1 020	1.040	1 019	1 000	1 905	1 010	40,02
51	1,952	1,932	1,948	1,918	1,000	1,000	1,919	1,002
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,82	0,56	0,89	0,79	1,01	1,26	1,98
Ti 🗌	0,019	0,023	.0,016	0,025	0,022	0,029	0,036	0,058
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,28	1,91	1,45	1,79	3,42	3,54	1,93	2,53
Al	0,058	0,085	0,064	0,080	0,151	0,157	0,087	0,115
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0.08	0.09	0,00	0,51	0,41	0,00	0,00
Cr	0,000	0,002	0,033	0,000	0,015	0,012	0,000	0,000
FeO	21,58	13,01	10,52	15,84	9,98	10,65	17,83	18,86
Fe	0,692	0,410	0,328	0,503	0,312	0,336	0,572	0,611
MgO	13,31	14,23	16,66	15,76	16,54	16,05	12,86	10,96
Mg	0,760	0,800	0,925	0,891	0,993	0,901	0,735	0,632
CaO	12,66	18,49	18,06	14,77	17,34	16,90	15,89	17,00
Ca	0,520	0,747	0,720	0,600	0,695	0,682	0,653	0,705
f!	47,6	33,9	26,2	36,1	25,3	27,1	43,8	49,1
Wo	26,3	38,1	36,5	30,1	36,0	35,5	33,3	36,2
En	38,6	40,9	46,9	44,7	47,8	47,0	37,5	32,5
Fs	35,1	21,0	16,6	25,2	16,2	17,5	29,2	31,3

эффузивных траппов Сибири и Декана. Можно также прийти к заключению, что в целом клинопироксены Декана более глиноземистые и менее титанистые, чем клинопироксены сибирских траппов. Такая особенность обусловлена, очевидно, более ранней кристаллизацией титансодержащих минералов (ильменита, титаномагнетита) относительно клинопироксенов в траппах Декана по сравнению с траппами Сибири. Что касается более редко встречающихся зеленых клинопироксенов, то высокоглиноземистые их разновидности отличаются одновременно минимальной титанистостью.

В соответствии с диаграммой Si/Al-Cr (см. рис. 6,6) устанавливается, что наиболее высокоглиноземистые клинопироксены характеризуются широким диапазоном содержаний хрома. При этом большие его концентрации типичны для зеленых пироксенов. Одновременно с отмеченным

-105	106	107	· 108	109	110	111	112
-							
50,70	50,97	50,98	50,43	51,42	50,08	51,35	51,63
1,942	1,928	1,926	1,937	1,934	1,950	1,930	1,943
0,78	1,01	1,00	0,73	0,58	0,61	0,70	0,55
0,023	0,029	0,028	0,021	0,016	0,018	0.020	0,016
1,30	1,64	1,73	1,39	1,87	0,89	1,86	1,66
0,059	0,073	0,077	0,063	0,083	0,041	0,082	0,074
0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,05
0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0.000	0,001	0,002
20,35	14,28	14,18	21,79	11,16	25,19	12,42	11,46
0,652	0,452	0,448	0,700	0,351	0,820	0,390	0,361
11,97	14,27	14,77	13,34	15,60	11,91	15,26	15,67
0,684	0,805	0,832	0,764	0,875	0,691	0,855	0,879
15,73	17,76	17,18	12,81	18,53	11,81	18,12	18,10
0,646	0,720	0,696	0,527	0,747	0,493	0,730	0,730
48,8	36,0	35,0	47,8	28,6	54,3	31,3	29,1
32,6	36,4	35,2	26,5	27,9	24,6	36,9	37,1
34,5	40,7	42,1	38,4	44,3	34,5	43,3	44,6
32,9	22,9	22,7	35,1	17,8	40,9	19,8	18,3

Продолжение табл. 3

121	122 .	123	124	125	126	127	128	129
50,73 1,911 0,94 0,027 2,70 0,120 0,18 0,005 12,86 0,405 15,85 0,890 15,91 0,642 31,3 33,2	51,13 1,930 1,04 0,030 1,66 0,074 0,001 0,000 14,51 0,458 15,18 0,854 16,26 0,658 34,9 33,4	51,12 1,944 0,89 0,026 1,14 0,051 0,000 22,06 0,702 14,15 0,802 11,78 0,480 46,7 24,2	52,63 1,946 0,67 0,019 1,81 0,079 0,25 0,007 8,62 0,267 16,31 0,900 19,62 0,777 22,9 40,0	50,96 1,948 0,88 0,025 1,13 0,051 0,000 17,64 0,564 13,52 0,770 15,70 0,643 42,3 32,5	49,37 1,884 1,57 0,045 2,85 0,128 0,041 16,11 0,514 13,61 0,769 16,28 0,666 40,1 34,2	51,92 1,943 0,83 0,023 1,72 0,076 0,10 0,003 11,57 0,362 15,68 0,875 17,76 0,712 29,3 36,5	51,57 1,934 0,82 0,023 1,62 0,072 0,11 0,003 11,49 0,360 15,89 0,888 18,01 0,724 28,8 36,7	50,66 1,919 1,18 0,034 1,96 0,088 0,000 0,000 14,86 0,471 14,41 0,814 16,73 0,679 36,6 34,6
45,9 20,9	43,4 23,2	40,4 35,4	46,3 13,7	39,0 28,5	39,4 26,4	44,9 18,6	45,0 18,3	41,4 24,0

сопоставимые количества хрома нередко обнаруживаются в клинопироксенах независимо от их глиноземистости. Это особенно свойственно пироксенам из траппов Сибири. Тем не менее намечается определенная, хотя и не четкая, тенденция, особенно в траппах Декана, возрастания хромистости клинопироксенов с увеличением их глиноземистости.

Подобную же нечетко выраженную тенденцию можно видеть и на диаграмме Si/Al-Ca (рис. 7,a), в соответствии с которой устанавливается возрастание глиноземистости клинопироксенов параллельно увеличению содержания в них кальция.

Судя по конфигурации ореолов точек, клинопироксены обоих регионов варьируют по глиноземистости заметно больше при малой известковистости. Наибольшие же вариации глиноземистости отмечаются при промежу-

Компонент	130	131	132	133	134	135	136	137
SiO <sub>2</sub>	51,79	50,02	50,80	50,98	52,55	52,44	51,18	51,62
Si	1,941	1,899	1,928	1,929	1,958	1,929	1,932	1,922
TiO,	0,73	1,31	0,96	1,01	0,48	0,55	0,96	0,68
Ti	0,021	0,038	0,027	0,029	0,013	0,015	0,027	0,019
A1,0,	1,52	2,37	1,83	1,80	1,81	2,28	1,48	2,22
AI	0,067	0,106	0,082	0,080	0,079	0,099	0,066	0,97
Cr.O.	0,02	0,00	0,05	0,02	0,35	0,78	0,11	0,32
Cr	0,001	0,000	0,002	0,001	0,010	0,023	0,003	0,09
FeO	10,55	14,01	13,07	12,89	7,68	6,88	15,89	8,91
Fe	0,331	0,445	0,415	0,408	0,239	0,212	0,502	0,278
MgO	16,03	14,13	14,25	14,76	16,18	17,72	14,63	16,87
Mg	0,896	0,800	0,807	0,832	0,899	0,972	0,823	0,936
CaO	18,62	17,80	18,26	17,86	19,66	18,92	16,14	18,66
Ca	0,748	0,724	0,743	0,724	0,785	0,746	0,653	0,744
f'	27,0	35,7	34,0	32,9	21,0	17,9	37,9	22,9
Wo	37,9	36,8	37,8	36,8	40,8	38,6	33,0	38,0
En	45,4	40,6	41,1	42,4	46,7	50,4	41,6	49,8
Fs	16,7	22,6	21,1	20,8	12,5	11,0	25,4	14,2

Компонент	147	148	149	150	151	152	153	154
SiO <sub>2</sub>	51,85	52,87	51,95	52,17	52,30	52,42	52,05	51,14
Si	1,922	1,939	1,919	1,921	1,928	1,948	1,916	1,907
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,37	0,45	0,45	0,60	0,57	0,49	0,79
Ti	0,015	0,010	0,012	0,013	0,017	0,016	0,014	0,022
Al <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	2,24	1,96	2,39	2,37	2,11	1,27	2,56	2,71
Al	0,098	0,085	0,104	0,103	0,092	0,056	0,111	0,119
Cr.,O.,	0,51	0,81	1,04	1,01	0,50	0,06	1,04	0,53
Cr	0,015	0,024	0,030	0,030	0,014	0,002	0,030	0,016
FeO	8,60	7,71	7,03	7,10	8,16	10,25	7,18	9,15
Fe	0,266	0,237	0,217	0,218	0,252	0,319	0,221	0,286
MgO	17,92	18,88	17,85	17,79	17,59	17,65	17,84	16,03
Mg	0,990	1,032	0,983	0,977	0,967	0,978	0,979	0,892
CaO	17,61	17,08	18,59	18,76	18,56	17,32	18,48	19,05
Ca	0,699	0,671	0,736	0,740	0,733	0,690	0,729	0,761
f'	21,1	18,6	18,1	18,2	20,7	24,5	18,4	24,3
Wo	35,8	34,6	38,0	38,2	37,6	34,7	37,8	39,3
En	50,6	53,2	50,8	50,5	49,5	49,2	50,7	46,0
Fs	13,6	12,2	11,2	11,3	12,9	16,1	11,5	14,7

точных значениях кальция. В соответствии с имеющимися данными можно утверждать, что клинопироксены в траппах Сибирской платформы в целом несколько более известковистые и менее глиноземистые, чем в траппах Декана.

На диаграмме, связывающей железистость и известковистость клинопироксенов (см. рис. 7,6), отражается генеральная тенденция уменьшения содержания в них кальция с возрастанием железистости. В среднем, судя по трендам эволюции, состав клинопироксенов в траппах Сибирской платформы более известковистый, чем в траппах Декана. В то же время в случае одинаковой известковистости железистость первых заметно выше.

Диаграмма, показывающая взаимосвязь железистости и величины Ca/(Ca+Mg) (рис. 8), демонстрирует значительные вариации химизма

138	139	140	141	142	143	144	145	146
50.76	52 35	52 45	52 50	52 79	52.08	51.95	52 00	52.22
1 945	1 954	1 942	1 942	1 945	1 936	1 922	1 951	1 935
0.68	0.57	0.53	0,71	0.38	0.83	0.45	0.34	0.56
0.020	0.016	0.015	0.020	0.011	0.023	0 013	0,009	0.016
1.07	1,16	1.79	1.86	1.62	1.63	2.37	1.63	1.85
0,048	0,051	0,078	0,081	0,070	0.072	0.103	0.071	0.081
0,00	0,00	0,44	0,22	0,76	0,05	1,00	0,68	0,35
0,000	0,000	0,013	0,006	0,022	0,001	0,029	0,020	0,010
21,40	16,03	8,00	9,23	7,34	10,35	6,87	7,52	8,53
0,686	0,500	0,248	0,286	0,226	0,322	0,213	0,232	0,264
15,57	18,83	17,45	17,11	18,70	16,60	17,60	18,82	17,44
0,889	1,048	0,963	0,944	1,027	0,920	0,970	1,033	0,964
10,33	10,92	18,66	18,04	17,62	18,35	18,93	17,24	18,47
0,424	0,437	0,740	0,715	0,696	0,731	0,750	0,680	0,733
43,5	32,3	20,5	23,2	18,0	25,9	18,0	18,3	21,5
21,2	22,0	37,9	36,8	35,7	37,1	38,8	35,0	37,4
44,5	52,8	49,4	48,5	52,7	46,6	50,2	53,1	49,1
34,3	25,2	12,7	14,7	11,6	16,3	11,0	11,9	13,5

Продолжение табл. 3

155	156	157	158	159	160	161	162	163
51,04	49,73	52,28	49,90	47,73	50,73	50,84	49,84	50,24
1,896	1,925	1,919	1,856	1,800	1,882	1,906	1,884	1,895
0,98	1,20	0,67	1,06	2,32	0,91	1,10	1,47	1,67
0,027	0,035	0,019	0,030	0,066	0,025	0,031	0,042	0,047
3,09	1,68	2,25	4,70	5,19	3,61	2,64	2,97	2,63
0,135	0,077	0,097	0,206	0,231	0,158	0,117	0,132	0,117
0,28	0,00	0,38	0,14	0,01	0,35	0,23	0,00	0,00
0,008	0,000	0,011	0,004	0,000	0,010	0,007	0,000	0,000
7,97	20,54	9,97	5,62	10,45	.5,74	8,01	11,97	11,16
0,248	0,665	0,306	0,175	0,330	0,178	0,251	0,378	0,352
16,55	11,25	17,58	15,48	13,90	15,79	15,36	14,03	13,48
0,916	0,649	0,962	0,858	0,782	0,873	.0,859	0,791	0,758
19,47	15,73	17,68	22,08	20,06	22,19	20,65	19,31	20,50
0,775	0,652	0,695	0,880	0,811	0,882	0,830	0,781	0,829
21,3	50,6	24,1	16,9	29,7	16,9	22,6	32,4	31,7
40,0	33,2	35,4	46,0	42,2	45,6	42,8	40,1	42,7
47,2	33,0	49,0	44,9	40,7	45,2	44,3	40,5	39,1
12,8	33,8	15,6	9,1	17,1	9,2	12,9	19,4	18,2

клинопироксенов по этим параметрам для траппов обоих регионов. Поля точек их составов расположены субперпендикулярно по отношению к оси Ca/(Ca+Mg) при сравнительно небольших вариациях этого параметра, обратного температуре. Согласно оценкам по термометру Бойда и Шерера [20], максимальная температура кристаллизации пироксенов достигает 1200 °C. Относительно более высокими температурами кристаллизации в целом характеризуются клинопироксены из траппов Декана.

Компонент	164	165	166	167	168	169	170	171
SiO <sub>2</sub>	48,18	51,58	50,56	51,25	51,16	50,07	50,99	51,38
Si	1,834	1,999	1,967	1,995	1,936	1,898	1,907	1,939
TiO,	2,37	He offe	0,31	He orr	1,05	1,59	1,32	0,91
Ti	0,068	me onp.	0,009	ne onp.	0,030	0,045	0,037	0,026
Al <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	4,11	0,91	0,88	0,83	1,58	2,68	2,45	1,18
Al	0,184	0,042	0,040	0,038	0,071	0,120	0,108	0,053
Cr <sub>2</sub> O	0,00	0,05	0,00	0,008	0,00	0,00	Частрал	
Cr <sup>2</sup>	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	пе опред	LINDIOCE
FeO	10,08	21,10	21,22	20,67	11,47	11,10	15,17	17,40
Fe	0,321	0,684	0,691	0,673	0,361	0,352	0,475	0,549
MgO	13,32	9,65	9,88	9,66	13,74	13,16	14,96	13,75
Mg	0,756	0,556	0,573	0,561	0,775	0,743	0,834	0,774
CaO	20,68	16,55	17,34	17,13	20,38	20,68	15,68	16,27
Ca	0,843	0,687	0,723	0,715	0,826	0,840	0,628	0,658
f'	29,8	55,2	54,6	54,6	31,8	32,1	36,3	41,5
Wo	43,9	35,7	36,4	. 36,7	42,1	43,4	32,4	33,2
En	39,4	28,8	28,8	28,8	39,5	38,4	43,1	39,1
Fs	16,7	35,5	34,8	34,5	18,4	18,2	24,5	27,7

Компонент	181	182	183	184	. 185	186	187	188
$SiO_2$ Si TiO_2 Ti Al_2O_3 Al	50,54 1,895 1,19 0,034 2,74 0,121	51,34 1,919 0,98 0,028 2,08 0,092	53,40 1,926 0,64 0,017 1,10 0,047	54,31 1,958 0,36 0,010 0,69 0,029	55,28 1,940 0,43 0,011 1,01 0,042	56,46 1,972 0,38 0,010 0,67 0,027	55,42 1,936 0,47 0,012 1,40 0,057	54,37 1,931 0,73 0,020 1,32 0,055
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Cr	Не опрел	целялось	0,18 0,005	0,11 0,003	0,24 0,007	0,06 0,002	-	0,17 0,005
FeO Fe MgO CaO Ca f' Wo En Fs	13,93 0,437 13,93 0,779 18,01 0,723 35,9 37,2 40,2 22,5	14,59 0,456 15,34 0,854 16,19 0,648 34,8 33,1 43,6 23,3	14,24 0,429 26,74 1,437 4,13 0,160 23,0 7,9 70,9 21,2	15,04 0,453 25,95 1,395 4,06 0,157 24,5 7,8 69,6 22,6	13,87 0,407 29,29 1,532 2,06 0,077 21,0 4,0 75,7 20,3	15,51 0,453 27,27 1,419 2,96 0,111 24,2 5,5 71,8 22,7	15,00 0,438 27,72 1,443 3,44 0,129 23,3 6,4 71,7 21,9	14,91 0,443 27,79 1,471 2,24 0,085 23,1 4,0 74,0 22,0

Примечание. І — Сибирская платформа. 1-24 — эффузивные траппы [6, 14, 15]: 1 — ойкокристы из пикритового базальта гудчихинской свиты Норильского района, 491/25Б; 2 — афировый базальт моронговской свиты Норильского района; 3, 4 — порфировые долеритобазальты (д-б) аянской свиты района оз. Бокового; 5 — титан-авгитовый д-б гудчихинской свиты бассейна р. Икон; 6, 7 — афанитовый базальт аянской свиты; 8—10 — среднее из базальт ов нидымской (8), кочечумской (9) и ямбуканской (10) свит; 11 — титан-авгитовый базальт ивакинской свиты Норильского района; 12—17 — пикритовые базальты Норильского района, Мч-б0-16, Хр-29, Хр-24, Хр-28, БП, Мч-9И; 18, 19 — толеитовые базальты сыверминской свиты Норильского района (18 — шестой поток, 19 — второй поток); 20 — гломеропорфировый базальт и 21 — метадиорит гудчихинской свиты Норильского района; 22 — порфировый базальт туклонской свиты и 23 плагиофировый базальт надеждинской свиты Норильского района; 24 — оливиновый пойкилоофитовый базальт. 25—34 — интрузивные траппы [15]: 25 — оливиновый габбро-долерит (г-д), 782M; 26 — троктолитовый г-д 783M, 27 — пикрит-троктолит интрузии г. Путанной, 786M; 28 — пикритовый г-д интрузии Верхне-Пясинской, 805M; 29 — перистый гигантский кристалл в безоливиновом г-д района "Большой Дудинский порог", 809M; 30 — кон-

164

172	173	174	175	176	177	178	179	180
50,68	50,28	49,37	51,65	50,38	50,36	50,23	50,98	51,85
1,941	1,975	1,857	1,917	- 1,919	1,910	1,885	1,917	1,955
0,95	0,46	1,35	1,03	0,82	1,36	1,29	1,09	0,83
0,027	0,014	0,038	0,029	0,023	0,039	0,036	0,031	0,023
1,20	0,87	3,43	2,50	1,74	2,09	3,26	2,17	1,17
0,054	0,040	0,152	0,109	0,078	0,094	0,144	0,096	0,052
			ŀ	Іе определя:	юсь			
17,40	23,26	12,01	14,19	13,60	15,59	10,43	11,87	16,21
0,557	0,764	0,378	0,440	0,433	0,494	0,328	0,373	0,511
11,87	9,76	14,29	16,17	15,88	15,41	15,72	15,15	14,27
0,678	0,571	0,801	0,895	0,902	0,871	0,880	0,849	0,802
17,95	14,57	19,55	15,04	15,99	14,49	17,87	17,99	15,81
0,737	0,613	0,788	0,598	0,652	0,589	0,719	0,725	0,639
45,1	57,2	32,1	33,0	32,4	36,2	27,1	30,5	38,9
37,4	31,5	40,1	30,9	32,8	30,1	37,3	37,2	32,7
33,4	29,3	40,7	46,3	45,4	44,6	45,7	43,6	41,1
28,2	39,2	19,2	22,8	21,8	25,3	17,0	19,2	26,2

Продолжение табл. 3

189	190	191	192	193	194	195	196	197
54,39	51,62	52,32	53,52	52,73	52,24	52,92	51,37	52,30
1,951	1,954	1,947	1,970	1,950	1,951	1,955	1,958	1,962
0,42	- 0,36	0,36	0,37	0,55	0,74	0,43	0,46	0,40
0,011	0,010	0,010	0,010	0,015	0,021	0,012	0,013	0,011
0,85	0,63	0,65	0,58	1,10	1,80	0,72	0,70	0,59
0,036	0,028	0,028	0,025	0,048	0,079	0,031	0,031	0,026
0,05	0,10	0,10	0,16	н			0,00	0,00
0,001	0,003	0,003	0,005	110	определял		0,000	0,000
16,20	16,21	18,89	19,17	20,83	19,59	21,00	25,20	22,87
0,486	0,513	0,588	0,590	0,644	0,612	0,649	0,803	0,717
25,46	19,72	22,72	22,17	21,23	17,22	21,95	18,03	20,53
1,361	1,113	1,261	1,217	1,170	0,959	1,209	1,024	1,148
4,21	8,96	3,90	4,36	4,51	8,89	3,96	4,49	3,74
0,162	0,364	0,156	0,172	0,179	0,356	0,157	0,183	0,150
26,3	31,5	31,8	32,7	35,5	39,0	34,9	43,9	38,5
8,0	18,3	7,8	8,7	9,0	18,5	7,8	9,2	7,4
67,6 ·	55,9	62,9	61,5	58,7 ·	49,8	60,0	50,9	57,0
24,4	25,8	29,3	29,8	32,3	31,7	32,2	39,9	35,6

тактовый г-д, 498М; 31 — безоливиновый г-д (510М-3), 32 — пикритовый г-д, (510М) интрузии Норильск-I; 33 и 35 — такситовый г-д, 496М; 34 — пикритовый г-д интрузии Мантур и Накохоз, 486М. II — Эффузивные траппы Декана: 36-40 — д-6 (36-39 — IN-1, IN-26, IN-5, IN-6; 40 — IN-7) из восточного ареала; 41-46 — юго-восточный ареал: 41, 42 — д-6, IN-1/1 и IN-1/2; 43 — оливинсодержащий д-6, IN-1/3; 44 — толеитовый базальт, IN-2; 45 — оливинсодержащий д-6, IN-3A; 46 — д-6, 1N-5, западный ареал; 47, 48 — порфировые базальты, IB-1, IB-2; 49 — оливиновый д-6, IB-3; 50, 51 — вкрапленники гломеропорфировых базальтов, IB-3A, IB-5; 52, 53 — порфировые базальты, IB-6, IC-1; 54 — оливиновый базальт, TRB-5; 55, 56 — толеитовые базальты, TR-8 и KU-33; 57-59 — пикритовый базальт, KB-90 (59 — вкрапленник); 60, 61 — д-6, IN-9; 62, 63 — д-6, IN-10; 64 — оливиновый порфировидный доперит, IN-11; 65, 66 — д-6, IN-12; 67 — д-6, IN-13; 68 д-6, IN-13A; 69, 70 — микродолерит, IN-13B; 71-73 — порфировидный микродолерит, IN-14 (71 и 73 — вкрапленники); 74, 75 — д-6, IN-15; 76 — д-6, IN-16; 77, 78 — оливиновый д-6, IN-17; 79 сливиновый д-6 IN-18; 80-82 — оливиновый д-6, IN-19; 83 — оливиновый д-6, IN-20; 84-86 оливиновый д-6, IN-21; 87, 88 — оливиновый д-6, IN-22; 89-91 — г-д, IN-24; 92 — д-6, IN-25;

Компонент	198	199	200	201	202	203	204	205
						50.10		
SiO <sub>2</sub>	52,21	51,70	52,07	52,33	52,05	52,48	51,41	50,65
Si	1,948	1,961	1,944	1,956	1,967	1,969	1,954	1,963
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,00	0,52	0,45	0,35	0,40	0,66	0,48
Ti	0,021	0,000	0,015	0,013	0,010	0,011	0,019	0,014
A1,0,	0,90	0,92	0,83	0,63	0,84	0,66	0,77	0,53
Al	0,040	0,041	0,036	0,028	0,037	0,029	0,035	0,024
$Cr_2O_3$	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	22,38	23,20	23,16	22,24	25,37	22,91	25,39	30,74
Fe	0,698	0,736	0,723	0,695	0,802	0,719	0,807	0,996
MgO	19,78	18,31	19,78	20,66	17,88	19,66	17,01	14,05
Mg	1,100	1,036	1,101	1,151	1,007	1,100	0,964	0,812
CaO	5,13	5,98	5,09	4,35	4,48	4,37	5,66	4,85
Ca	0,205	0,243	0,204	0,174	0,181	0,176	0,230	0,201
f	38,8	41,5	39,6	37,7	44,3	39,5	45,6	55,1
Wo	10,2	12,1	10,0	8,6	9,1	8,8	11,5	10,0
En	54,9	51,4	54,3	57,0	50,6	55,1	48,2	40,4
Fs	34,9	36,5	35,7	34,4	40,3	36,1	40,3	49,6

93 — д-б, IN-26; 94—96 — оливиновый порфировый д-б, IN-26A; 97, 98 — д-б, IN-27; 99, 100 — д-б, IN-28; 101, 102 — д-б, IN-29; 103, 104 — д-б, IN-30; 105 — д-б, IN-31; 106, 107 — базальт, IN-32; 108 — порфировый д-б, IS-1; 109 — порфировый базальт, IS-2; 110, 111 — д-б, IS-3; 112 — д-б, IS-4; 113 — д-б, IS-5; 114 — оливиновый д-б, IS-6; 115, 116 — оливиновый д-б, IS-7; 117—119 — порфиро вый долерит, IS-8 (117, 118 — вкрапленник); 120—122 — оливиновый базальт, IS-9; 123, 124 — оливиновый базальт, IS-X; 125 — базальт, IB-7; 126—128 — д-б, IB-8; 129—131 — базальт, IB-9; 132, 133 — д-6, IB-10; I34 — д-6, IB-11; 135, 136 — порфировый долерит, IB-11A (135 — вкрапленник); 137, 138 — д-6, IB-10; 134 — д-6, IB-11; 135, 136 — порфировый долерит, IB-11A (135 — вкрапленник); 137, 138 — д-6, IB-12); 139, 140 — базальт, IB-12A; 141—143 — анкарамитовый д-6, IB-13; 144—145 анкарамитовый д-б, IB-14; 146, 147 — анкарамитовый д-6, IB-15; 148—151 — порфировый оливиновый долерит, IB-16 (148—149 — вкрапленник); 152, 153 — анкарамитовый оливиновый д-6, IB-17; 154—157 — порфировый пикритовый д-6, IB-18 (155 — вкрапленник); 158, 159 — трехпорфировый д-6, IB-14; 146 — вкрапленник); 160, 161 — трехпорфировый д-6, IPH-1; 160 — вкрапленник); 162 — трехпорфировый д-6, IPH-3; 165—167 — трехпорфировый д-6, IPH-2; 163, 164 — оливиновый д-6, IPH-3; 165—167 — трехпорфировый д-6, IPH-2; 163, 164 — оливиновый д-6, IPH-3; 165—167 — трехпорфировый д-6, IPH-3; 165—167 — трехпорфировый д-6, IPH-5 (166 — вкрапленник); 168, 169 — порфировый д-6, IД-1 (169 — вкрапленник);

Окончание табл. 3

206	207	208	209	210	211	212	213	214
52,27	53,32	52,86	52,17	53,49	53,04	52,78	54,01	52,79
1,971	1,962	1,952	1,956	1,962	1,955	1,946	1,969	1,961
0,49	0,33	0,50	0,63	0,00	0,41	0,66	0,30	0,35
0,014	0,009	0,014	0,018	0,000	0,011	0,018	0,008	0,010
0,61	0,59	0,88	0,84	0,59	0,58	0,87	0,56	0,57
0,027 0,00 0,000 25,18 0,794 18,31	0,026 0,01 0,000 20,07 0,618 22,79	0,038 0,01 0,000 19,93 0,615 22,32	0,037 0,00 0,000 21,76 0,682 19,76	0,026 0,00 0,000 16,90 0,492 24,47	0,025 0,00 20,65 0,636 22,57	0,038 0,00 0,000 21,16 0,649 21,06	0,024 0,00 0,000 17,85 0,544 24,12	0,025 0,00 0,000 21,42 0,665 21,76
1,029	1,250	1,228	1,104	1,269	1,240	1,163	1,311	1,205
4,12	3,83	4,22	5,27	4,06	3,87	5,11	3,96	3,81
0,166	0,151	0,167	0,212	0,161	0,153	0,202	0,155	0,152
43,5	33,1	33,4	38,1	27,9	33,9	35,8	29,3	35,6
8,4	7,5	8,3	10,6	7,9	7,5	10,0	7,7	7,5
51,7	61,9	61,1	55,3	66,4	61,1	57,8	65,2	59,6
39,9	30,6	30,6	34,1	25,7	31,4	32,2	27,1	32,9

170 — оливиновый д-6, ND-1; 171, 172 — оливиновый д-6, ND-2; 173 — порфировый гиалобазальт, ВД-3; 174, 175 — базальт, ВД-5; 176 — базальт, ВД-6; 177 — порфировый базальт, ВД-9А; 178—180 оливиновый д-6, ВД-9В; 181, 182 — оливинсодержащий базальт, ВД-9Д; 183—189 — по В.В. Рябову [16] для пикритовых базальтов Норильского района; 190, 191 — гломеропорфировый базальт, IB-3A; 192 — оливиновый базальт, TRB-5; 193—195 — базальт, ВД-6; 196, 197 — д-6, IN-13, IN-16; 198 — оливиновый д-6, IN-17; 199 — оливиновый д-6, IN-20; 200, 201 — д-6, IN-25, IN-31; 202 — порфировый д-6, IS-1; 203 — оливиновый д-6, IS-6; 204 — оливиновый базальт, IS-X; 205 — порфировый д-6, IB-8; 206 — д-6, IB-10; 207—209 — д-6, IB-11; 210 — порфировый долерит, IB-11A; 211 — анкарамитовый д-6, IB-14; 212 — порфировый оливиновый долерит, IB-16; 213 — анкарамитовый оливиновый д-6, IB-17; 214 — порфировый пикритовый д-6, IB-18.

1-182 - клинопироксены; 183-214 - низкокальциевые ортопироксены.

Образцы из Индии анализировались в ИГиГ СО АН СССР на электронном микрозонде JXA-5A и САМЕВАХ, оператор О.С. Хмельникова.



· · ·



Рис. 6. Содержания второстепенных компонентов в клинопироксенах Декана и Сибири. а — соотношение Ti-Si/Al(at.); б — соотношение Cr-Si/Al (at.). 1 — траппы Декана; 2-5 — траппы Сибири (2 — интрузивы, 3 — эффузивы, 4 — нижние эффузивы скв. СГ-19, 5 — верхние эффузивы скв. СГ-19); 6 — предполагаемые тренды эволюции.

169





Рис. 8. Диаграмма соотношений [100 Ca/(Ca+Mg)-100 Fe/(Fe+Mg) ат.] для клинопироксенов из траппов Декана и Сибири. Усл. обозн. см. на рис. 6.

#### РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

В траппах обеих провинций резко преобладают рудные минералы оксидов железа и титана, в то время как сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит) обычно, за исключением рудоносных пород, находятся в очень малых количествах. На диаграмме (см. рис. 9 и табл. 4), связывающей титанистость [100 TiO<sub>2</sub>/(TiO<sub>2</sub>+ $\Sigma$ FeO)] и общее содержание железа ( $\Sigma$ FeO), можно видеть распределение точек составов трех групп оксидных минералов - магнетита, титаномагнетита и ильменита для траппов сравниваемых регионов. Видно, что магнетиты и малотитанистые магнетиты характерны главным образом для интрузивных траппов Сибири, в то время как титаномагнетиты и ильмениты широко развиты в породах обеих провинций. Титанистость магнетитов ориентировочно 0-15 %, титаномагнетитов -15-35, ильменитов – 48-56 %. Можно отметить, что титанистость титаномагнетитов из траппов Сибири несколько меньше, чем из траппов Декана. Подобная же тенденция намечается и для ильменитов. Повышенные средние содержания титана в траппах Декана по сравнению с траппами Сибири [11] объясняются, несомненно, большей их насыщенностью соответствующими рудными минералами, поскольку титанистость главной массы клинопироксенов из траппов Декана заметно меньшая, чем в тако-





4 — эффузивы скв. СГ-19).

Таблица 4

Состав рудных минералов из траппов Декана и Сибири, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
TiO <sub>2</sub>	52,03	2,43	1,83	48,78	49,53	15,41	0,88	4,22	5,88	21,00	5,45	19,60	51,92
A1,0,	0,02	11,53		Не опре,	целялось	•	1,80	4,92	8,80	3,40	2,30	3,40	0,98
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	41,20	39,07	i — · ·	ı — İ	j 0,20	_	23,27	29,59	Не опр.	4,08	0,12	0,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	- <u>-</u>	10,66	_	<u> </u>	_	-	51,80	36,61	22,43	31,88	48,56	34,48	4,43
FeO	42,94	25,48	33,70	42,94	45,49	76,67	39,98	25,79	24,90	35,38	29,20	26,63	39,27
MnO	Не опр.	0,97		Не опре	целялось	•	0,285	0,30	0,38	0,36	0,27	0,17	Не опр.
MgO	4,09	5,78			≫		0,10	3,68	7,17	1,01	3,18	0,90	0,35

Продолжение табл. 4

Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
TiO <sub>2</sub>	48,03	51,47	50,38	25,83	27,52	25,26	47,31	50,45	. 21,29	22,33	49,53	51,50	48,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,11		•		•	• •	Не опреде	лялось				-	-
Cr.O.	0,11	0,19	0,15	0,30	0,23	0,28	0,54	0,45	.0,46	0,02	I He	; определял	ось
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,50	_	-	-	- ·	-	-	-	- 1	-	-		-
FeÔ	40,86	46,70	46,51	67,33	64,66	65,36	48,23	47,72	70,49	69,76	49,58	40,94	48,80
MnO		•	•		•	He	определялос	ъ	•.		• • •	•	•
MgO							≫						

Продолжение табл. 4

Компонент	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
TiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	19,40	20,12	23,46	19,71 He	49,67 с определяла	17,73	2,31	2,41	2,26	13,21 1,73	13,45	18,67 3,04	21,51
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			Не опред	целялось	• • • • •		41,55	41,66	40,69	0,38	0,27	0,11	0,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO	76,99	74,60	× ا 59,83	≫   <sup>62,38</sup> He	48,29 е определяло ≫	ј 65,17 Эсь	33,54	- 34,09	31,96	- 69,54 0,19 0,97	77,35 0,48 0,11	 70,85 0,27 1,29	

173

Компонент	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
$TiO_2$ $Al_2O_3$ $Cr_2O_3$	19,58 2,92 0,09	9,55 2,12 0,05	18,23 8,08 0,08	22,81 1,05 0,11	25,22 1,51 0,09	25,31 1,40 0,080	12,94 1,34 0,39	26,37 1,19 0,05	25,81 1,43 0,05	26,62 1,31 0,04	26,49 1,34 0,06	19,18 1,74 0,07	18,69 1,84 0,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	_	-	-		-	_	-	-	. —	-	-	. —
FeO	68,37	79,01	57,55	62,21	67,07	66,85	77,27	65,02	63,69	67,05	66,70	76,98	76,97
MnO	0,74	0,16	1,87	0,04	1,24	1,27	0,21	0,66	0,98	0,39	0,32	0,34	0,32
MgO	0,14	0,14	0,33	0,53	0,02	0,02	0,40	1,04	0,94	0,83	0,91	0,90	0,89

Окончание табл. 4

Компонент	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	. 65	66
TiO	50,21	24,64	48,71	28,53	28,60	3,34	50,40	20,95	34,01	22,82	49,75	17,19	22,47	23,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,71	1,85	10,00	0,13	2,83	0,82	1,56	0,14	0,82	1,56	0,14	1,87	1,14	1,19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,08	0,04	0,05	· 0,04	40,33	0,10	0,61	0,06	0,06	0,03	0,08	0,02	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	· - `	-	-	-		-	-	-	-
FeO	65,45	34,37	43,73	69,42	58,38	34,37	43,73	69,42	58,38	70,79	46,84	74,47	71,64	71,33
MnO	0,42	0,43	0,39	1,03	1,04	0,47	0,56	0,83	0,94	1,53	0,58	2,07	2,56	2,84
MgO	1,67	0,94	0,80	1,65	1,64	7,95	4,41	1,86	0,42	0,13	2,94	0,16	0,02	0,44

Примечание. I – Сибирская платформа. 1-6 – эффузивные траппы: 1, 2 – ильменит и хромит из пикритовых базальтов [16]; 3 – хромит из пикритового базальта гудчихинской свиты; 4, 5 – ильменит из троктолитовых д-6; 6 – магнетит из д-6 нидымской свиты. 7-14 – интрузивные траппы: 7 – магнетит из зальдбанд сульфидной жилы в лабрадоровом порфирите, 20M [13]; 8, 9 – хромшпинелиды Талнахской интрузии [13]; 10 – титаномагнетит из диабазов Толстомысовского силла [19]; 11, 12 – титаномагнетит из пикритового г-д [11] и гломеропорфировидного долерита [15]; 13, 14 – ильмениты из дифференцированных интрузий [15]; II – эффузивные траппы Декана: 15 – д-6, IN-6; 16, 17 – толеитовый базальт, IN-7; 18-20 – долерит (18 – IN-4, 19 – IN-5, 20 – IH-12); 21 – базальт, IH-2; 22 – оливинсодержащий долерит, IH-3A; 23 – д-6, IH-5; 24 – базальт, IB-1; 25 – оливиновый долерит, IB-3; 26 – базальт, IB-3A; 27, 28 – гломеропорфировый базальт, IB-5; 29 – толеитовый базальт, KU-33; 30-35 – пикритовый базальт, KB-90; 36, 37 – порфировый гиалобазальт, BД-3; 38-40 – базальт (38 – ВД-5, 39, 40 – ВД-6); 41-43 – порфировый базальт, BД-94; 44, 45 – оливиновый д-6, ВД-9Б; 46 – оливинсодержащий порфировый базальт, BД-9Д; 47, 48 – д-6, ND-1; 49, 50 – оливиновый д-6, HД-2; 51-53 – д-6, IN-9; 55 – оливиновый порфировый долерит, IN-11; 56, 57 – порфировый деб, IД-1 (56 – основная масса, 57 – вкрапленник); 58-60 – трехпорфировый д-6, IPH-1 (58 – хромит в оливине); 61, 62 – трехпорфировый д-6, IPH-2); 63, 64 – оливиновый д-6; 65, 66 – трехпорфировый витробазальт, IPH-5. Для электронно-зондовых анализов приводится лишь общее железо в виде FeO. Окисное и закисное железо – для химически анализированных проб. вых из траппов Сибири (см. рис. 6). В связи с этим можно думать, что кристаллизация рудных минералов в траппах Декана несколько опережает кристаллизацию клинопироксенов. Обратное соотношение следует допустить для траппов Сибири, что может быть связано с более окислительным режимом кристаллизации расплавов Декана, в том числе за счет специфики соотношения в них летучих компонентов, повышающих фугитивность кислорода. Подчеркнем, что это коррелируется также с заметно более высокой общей щелочностью (параметр a:с А.Н. Заварицкого [11]) деканских траппов.

Применительно к траппам уже отмечалась обратная зависимость глиноземистости клинопироксенов и щелочности расплавов, из которых они кристаллизовались [1]. В то же время значительные вариации химизма клинопироксенов в обоих регионах и перекрытие точек их составов на разнообразных диаграммах косвенно указывают на возможность существенных вариаций щелочности траппов в одних и тех же районах, что известно было для Декана и ранее [22]. Об этом же свидетельствует присутствие в обоих регионах базальтов с переменной калиевостью (от низкокалиевых до высококалиевых). Все это свидетельствует, вероятно, об отсутствии прямой связи степени щелочности траппов и глубинности родоначальных для них расплавов. Поэтому несколько повышенная щелочность траппов Декана не означает, очевидно, большей глубинности очагов генерации расплавов в этой провинции по сравнению с Сибирью. Однако данное предположение требует еще дополнительного изучения, так как для деканских траппов намечается относительно более высокая температура образования (см. рис. 8).

В заключение сформулируем намечающиеся главные тенденции.

1. Плагиоклазы из траппов Сибири в целом являются несколько более глиноземистыми по сравнению с плагиоклазами из траппов Декана. В траппах обоих регионов фиксируются плагиоклазы различной калиевости, отражающие соответствующие им разновидности траппов.

2. Оливины по диапазону железистости в траппах Сибири превышают таковой в траппах Декана. В пикритовых базальтах Декана железистость оливина заметно меньше, чем в соответствующих породах Сибири. По данным локального рентгеноспектрального анализа, наблюдаемые сосуществующие пары оливин – клинопироксен для траппов Декана и Сибири составляют соответственно интервалы Fa<sub>12-47</sub> - Fs<sub>7-18</sub> и Fa<sub>20-65</sub> - Fs<sub>10-30</sub>.

3. Клинопироксены из траппов Сибири имеют заметно большие вариации по волластонитовому компоненту и в главной своей массе являются более железистыми, известковистыми, титанистыми, хромистыми и менее глиноземистыми. В то же время пижониты и ортопироксены из траппов Декана заметно более железистые (более поздние), чем в траппах Сибири. Однако данных для окончательных выводов еще недостаточно.

4. Большая титанистость траппов Декана (при меньшей титанистости их пироксенов) является, несомненно, результатом повышенного содержания в них титанистых рудных минералов.

5. Тренды эволюции составов оливинов и клинопироксенов из всех разновидностей траппов обоих регионов свидетельствуют о дифференциации исходной магмы, имеющей вначале магнезиальный базитовый (пикритоидный) состав и затем приобретающей состав "нормальных" траппов [4].

6. Состав рассмотренных минералов дает возможность предполагать несколько отличающуюся последовательность их выделения в трапповых расплавах обоих регионов и связать это с их различиями в щелочности и, очевидно, в режиме кислорода.

Авторы благодарны В.Ф. Коненко за помощь в изготовлении препаратов для электронно-зондовых исследований, оператору О.С. Хмельниковой – за съемку на рентгеноспектральных микроанализаторах JXA-5A и САМЕВАХ (ИГиГ СО АН СССР), а также Р.А. Ишбулатову – за ряд предоставленных образцов из коллекции деканских траппов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виленский А.М., Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. О влиянии кислотности-щелочности на состав магматических клинопироксенов // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. – М.: Наука, 1970. – С. 120–142.
- Генкин А.Д., Дудыкина А.С., Телетова Р.Л. Некоторые данные о составе породообразующих пироксенов и оливинов габбро-долеритового интрузива Норильск-1// Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. — М.: Наука, 1970. — С. 40—55.
- 3. Додин Д.А., Матков В.А. О составе клинопироксенов Талнахской никеленосной интрузии (Норильский район) // Докл. АН СССР. – 1971. – Т. 200, № 2. – С. 435–438.
- Золотухин В.В. О процессе дифференциации магмы в некоторых интрузивах норильского типа // Геология и геофизика. – 1982. – № 6. – С. 54–63.
- 5. Золотухин В.В., Альмухамедов А.И. О низкокалиевых базальтах из траппов Сибирской платформы и Декана // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298, № 1. С. 199–202.
- Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — 243 с.
- Золотухин В.В., Щеприн Н.Ф. Дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла (северо-запад Сибирской платформы). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. — 134 с.
- Коржинский Д.С. Кислотность-щелочность при магматических процессах // Доклады сов. геологов на 21-м Международном геологическом конгрессе. Проблема "Гранитогнейсы". – Киев, 1960.
- Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие в расплавах // Исследование природного и технического минералообразования. М.: Наука, 1966.
- Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезиса минералов. М.: Наука, 1973. — 288 с.
- 11. Кутолин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Наука, 1969. 140 с.
- Минералогия траппов юга Сибирской платформы / Феоктистов Г.Д., Ущаповская З.В., Васильев Е.К. и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. — 86 с.
- Осборн Е.Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов // Химия земной коры. — М.: Наука, 1964. — С. 75—87.
- Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапловой интрузии / Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. – 432 с.
- Рябов В.В. Клинопироксены эффузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1982. – № 6. – С. 63–72.
- 16. Рябов В.В., Золотухин В.В. Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. — 390 с.
- Рябов В.В., Коненко В.Ф., Хмельникова О.С. Породообразующие минералы пикритовых базальтов Норильского района // Геология и геофизика. – 1985. – № 4. – С. 82–92.
- Соболев В.С. Петрология траппов // Избранные труды. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — 208 с.
- Транны северо-западной части Сибирской платформы / Под ред. Д.А. Додина, В.В. Золотухина. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — 121 с.
- Davis B.T.S., Boyd F.R. The join Mg<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> at 30 kb pressure and its application to pyroxenes from kimberlites // Journ. Geophys. Res. - 1966. - V. 71. - P. 3567-3576.
- Krishnamurthy P., Cox K.G. Picrite Basalts and relatied lavas from the Deccan traps of Western India // Contrib. Mineral. Petrol. - 1977. - V. 62. - P. 53-75.
- Krishnamutrhy P., Udas G.R. Regional geochemical characters of the Deccan Trap lavas and their genetic implications // Deccan volcanism. - Bangalore, 1981. - P. 394-418.
- Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma // Amer. Journ. Sci. - 1959. - V. 257. - P. 609-647.

THE PECULIARITIES OF THE MAIN ROCK-FORMING MINERALS COMPOSITION OF DECCAN AND SIBERIA TRAPS (A COMPARISON). V.V. ZOLOTUKHIN, A.I. AL'MUKHAME-DOV, N.A. TKACHENKO

The comparison of the compositions of the main rock-forming minerals of the traps in Deccan and the most representative north-western part of the Siberian platform was made on our own and literature data providing numerous table data, mostly original. The comparison of the compositions of plagioclases, olivines and pyroxenes, ore oxide minerals has shown considerable differences between the traps of Siberia and Deccan. Particularly, it is fixed for clinopyroxenes by tendences in content of alumina, titanium, chromium as well as calcium and iron. More high iron and alumina content is typical for olivines and plagioclases, respectively. Among ore minerals titanium magnetites, not magnetites, are typical for the traps of Deccan. The latters are typical for Siberian intrusive traps. The peculiarities of the composition provide an additional genetic information about differences in order of crystallization of the main minerals and the melts alkalinity.

#### УДК 552.322.4(571.56)

# ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕНЕЗИС АССОЦИАЦИЙ ОСНОВНЫХ И ШЕЛОЧНО-КРЕМНЕКИСЛЫХ МАГМАТИТОВ СИБИРСКОЙ И ИНДОСТАНСКОЙ ПЛАТФОРМ

# О.В. Королева

В краевых частях как Сибирской, так и Индостанской платформ к рифтогенным структурам приурочены сосуществующие магматиты щелочно-основного, основного, щелочно-кремнекислого (среднего), а на плато Декан еще и кислого составов. На примере магматизма Чаро-Синской зоны глубинных разломов Вилюйской палеорифтовой системы, востока Сибирской платформы, рассмотрен один из возможных путей образования ассоциации пород, различающихся по кремнекислотности и щелочности. На основании геологических признаков, закономерностей изменения минерального и химического составов и поведения элементов-примесей аргументировано происхождение серии долерит — габбро-долерит — субщелочной габбро-долерит монцонит — сиенит в результате глубинной дифференциации субщелочного толеит-базальтового расплава, в системе, открытой для интрателлурического флюида, привносившего калий и связанные с ним некогерентные элементы. Генетическое единство основных и средних пород подтверждается изучением их Rb — Sr системы.

Как на Сибирской платформе, так и на плато Декан Индостанской платформы основная масса магматитов представлена толеитами, сформировавшими обширные трапповые поля. Вариации составов основной массы магматитов траппового формационного типа, связанные главным образом с условиями исходного магмообразования в обстановке автономной магматической активизации платформ, отвечают нормативно оливин- и кварцсодержащим толеитам с нормальным уровнем их щелочности (Na,O 2,0-2,5 %; K<sub>2</sub>O 0,4-0,6 %). В то же время в краевых частях обеих платформ в зонах особого геодинамического режима, в палеорифтовых структурах, спектр встречаемых пород значительно расширяется. Появляются щелочно-ультраосновные, щелочные, средние и кислые магматиты, развитые в различных соотношениях в пределах одной структуры. На Сибирской платформе это Маймеча-Котуйская провинция, Верхоянская, Уджинская, Вилюйская палеорифтовые системы, на Индостанской – породы, отличающиеся по составу от базитов, развиты на западном побережье Индостана (от района Бомбея до Южной Саураштры), а также тяготеют к главным рифтовым зонам Нармада-Сон и Камбей [3, 12, 13, 15, 16, 18].

Существование кислых и промежуточных, или средних, пород среди крупномасштабных проявлений базитов является одной из проблем магматизма вообще, а Деканского и Сибирского регионов в частности и вызывает самые различные толкования об их генезисе и взаимоотношениях.

## КОНТРАСТНЫЙ МАГМАТИЗМ ИНДОСТАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Среди деканских траппов кислые породы наиболее распространены в районе Бомбея [17, 20], в Саураштре [11], в Раджпипле [15].

Кислые вулканические и субвулканические породы Саураштры представлены риолитом, фельзитом, гранофиром, сиенитом и диоритом и слагают известные комплексы Барда, Алех, Гирнар, Чогат и Чамарди, которые прорывают потоки деканских базальтов и считались ранее генетически связанными с ними (по данным Кришнана и Веста). В настоящее время исследователи склоняются к идее существования самостоятельной риолитовой магмы, более поздней по времени и независимой по генезису от проявлений толеитового магматизма. Объясняется это отсутствием промежуточных типов пород в крупных комплексах, состоящих из многочисленных интрузий риолита и гранофиров, и присутствием стекол кислого состава [11].

Магматиты области Раджпипла располагаются на краю протяженной зоны разломов рифтовой системы Нармада-Сон. Ранние лавовые потоки и поздние дайки здесь сложены породами, отвечающими нормальному толеиту с низким содержанием калия. Щелочная серия состоит из анкарамитовых и порфировых базальтов и трахибазальтов, муджиеритов, а также секущих их тел калиевого риолита [15]. Особенностями пород щелочной серии являются обилие порфировой фазы во всех типах пород и их высокая калиевость. Среди базальтов Декана щелочная серия Раджпипла наиболее насышена калием. Порфировая фаза пород представлена фенокристаллами клинопироксена, плагиоклаза и окисно-рудного минерала, при этом клинопироксен преобладает в основных разностях пород, а плагиоклаз в более кислых. В ряду пород происходит закономерное изменение состава минералов: клинопироксен становится более кальциевым и железистым и менее магнезиальным, плагиоклаз раскисляется: An<sub>65</sub> (базальты), Ап<sub>50-60</sub> (порфировые муджиериты), Ап<sub>25-30</sub> (афировые муджиериты), Ал<sub>2-10</sub> (трахиты). В трахибазальтах появляется щелочной полевой шпат, соответственно изобилующий в трахитах. Риолиты состоят из фенокристал-





 анкарамитовые, 2 — порфировые базальты; 3 — порфировые трахибазальты; 4 — порфировые муджиериты; 5 — муджиериты; 6 — трахиты; 7 — риолиты. Штриховой линией изображен тренд дифференциации серии основных и щелочно-кремнекислых пород Чаро-Синской зоны глубинных разломов востока Сибирской платформы. лов микропертитового калиевого полевого шпата и санидина и кварца в основной массе, с редкими выделениями плагиоклаза An<sub>10</sub> и темноцветного минерала.

Вынесенные нами на диаграмму  $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$  средние составы пород области Раджпипла расположились в поле субщелочных базитов (рис. 1). В то же время начальные члены ряда – анкарамиты – характеризуются низкой кремнекислотностью и высокой магнезиальностью, титанистостью и калиевостью. В процессе дифференциации расплава они обогащаются кремнием по мере снижения в них доли кальция, магния, железа и титана. Проведя модельные расчеты, П. Кришнамурти и К. Дж. Кокс [15] объяснили происхождение пород серии от анкарамита до трахита в результате избирательного фракционирования при доминирующей роли в этом процессе клинопироксена в протяженных дайковых камерах. Риолиты обособлены от базальтов разрывом в составе, и данных для оценки их генетического единства недостаточно.

В районе Бомбея наблюдаются крупные объемы кислых магматитов, включающие туфы и покровы риолитового состава и одновременные трахитовые и трахибазальтовые интрузии [17]. Громадные объемы здесь кислой магмы заставляют исследователей признать за ней независимое существование, хотя и высказывались предположения о генетической связи ее с толеитами [20]. На острове Сальсетте и Саки Нака С.Ф. Сетна и Х.К. Баттивала (см. [17]) описали одновременные базальт-трахитовые интрузии. Известны и трахиты с ксенолитами базальта. Генезис подобных сосуществующих пород в настоящее время неясен: или это результат внедрения двух независимых расплавов, или следствие несмесимости двух расплавов, возникших при дифференциации единой магмы, либо других процессов дифференциации.

Таким образом, судя по литературным данным, характер проявления промежуточных и кислых пород Декана разнообразен, что и вызывает различные точки зрения на их генезис. При этом предположения о генетической связи "кислых" магматитов и базитов уступают мнениям о независимости риолитовой магмы Западной Индии от толеитовой [11, 17, 19 и др.]. По-видимому, имеющиеся в настоящее время данные и не позволяют решить эту проблему. Несомненно то, что появление необычных по составу пород среди базальтов Декана приурочено к особым тектоническим условиям. Такая же связь отмечается К.Дж. Коксом и для системы Карру в Южной Африке [15], и она, вероятно, является типичной для платформенного магматизма.

## АССОЦИАЦИЯ ОСНОВНЫХ И МЕЛОЧНО-КРЕМНЕКИСЛЫХ ПОРОД НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

На Сибирской платформе риолиты почти не известны. Но породы субщелочного состава повышенной кремнекислотности распространены достаточно широко, и характер их проявления многообразен. В последние годы подобным образованиям было уделено специальное внимание. Систематическое их изучение позволило наметить некоторые пути решения связи сосуществующих в пространстве и во времени основных пород и пород повышенной кремнекислотности и щелочности, которые нами в соответствии с ведущими чертами их вещественного состава объединяются термином "монцонитоиды", а генетически связываются с толеит-базальтовой магмой.

В качестве примера рассмотрим монцонитоиды среднепалеозойской Вилюйской палеорифтовой системы восточной части Сибирской платфор-



Рис. 2. Схема расположения интрузивных тел Чаро-Синской зоны глубинных разломов востока Сибирской платформы.

 Чаро-Токкинский силл; 2 — силл
 М-68; 3 — Туолбинская, 4 — Нучалы-Юряхская, 5 — Верхне-Мархинская дайки; 6 — Олекминский шток; 7 — дайка М-68; 8 — область распространения шелочных базальтов.

мы. Эта система ограничена Вилюйско-Мархинской на северо-западе и Чаро-Синской на юго-востоке зонами глубинных разломов северо-восточного простирания. Связанные с обеими зонами среднепалеозойские базиты характеризуются повышенными содержаниями калия, титана, фосфора и отчасти кремнекислоты [6]. Особенно ярко эти черты проявились в магматитах Чаро-Синской зоны разломов, где получили развитие породы повышеной кремнекислотности и щелочности как интрузивной, так и эффузивной фации.

Чаро-Синская зона глубинных разломов контролирует внедрение многочисленных интрузивов, среди которых доминируют дайки долеритов и габбро-долеритов при подчиненной роли силлов того же состава. Пример крупного пластового тела - Чаро-Токкинская залежь, располагающаяся на водоразделе рек Чары и Токко в их нижнем течении (рис. 2). Краевые зоны силла сложены порфировыми микродолеритами и мелкозернистыми долеритами. Основная часть разреза образована мезократовыми такситоофитовыми и офитовыми долеритами и габбро-долеритами, в его центральной части наблюдаются их более лейкократовые разности. Для всех пород, особенно для расположенных в верхней трети залежи, характерна миндалекаменная текстура. Миндалекаменность и постоянное присутствие в долеритах и габбро-долеритах гидроксилсодержащих поздне- и постмагматических минералов до 10 об.% свидетельствуют об относительном богатстве расплава летучими компонентами. Плагиоклаз порфировых выделений по составу отвечает битовниту (An<sub>78-76</sub>), основной массы – лабрадору (An<sub>69-65</sub>), клинопироксен-авгиту (Wo<sub>37-38</sub>En<sub>44-47</sub>Fs<sub>16-18</sub>). Отмечаются псевдоморфозы боулингита по оливину. Калиевый полевой шпат входит в состав мезостазиса. Среди раннемагматических акцессорных минералов пород силла установлены муассанит, гранат пироп-альмандинового состава, содержащий примесь спессартинового и гроссулярового миналов [8].

По соотношению кремнезема и суммы щелочей средний состав пород силла (табл. 1) соответствует продуктам, переходным от типично толеитовых к субщелочным базальтовым (рис. 3). Этим объясняются повышенная щелочность и титанистость базитов и относительно высокая степень окисленности железа долеритов и габбро-долеритов. Долериты и габбро-долериты дайковых тел по минеральному составу и основным чертам подобны породам силловой фации.

Принадлежность охарактеризованной группы тел к образованиям, сформированным толеитовым расплавом несколько повышенной щелочности, подтверждается данными о содержании в них микроэлементов. В этом отношении особенно показателен уровень концентрации в базитах скандия. Габбро-долериты пластовых и секущих тел характеризуются большим диапазоном изменения содержаний Ni и Cr. Последнее, вероят-
Таблица 1

Компонент	Чаро-Токкинский силл	Силл М-68	Элемент	Чаро-Токкинский силл	Силл М-68
SiO <sub>2</sub>	47,82	48,55	Ni	$\frac{20-164}{80}$	$\frac{100-176}{140}$
TiO2	3,31	3,19	Ст	<u>3-245</u> 150	<u>100–168</u> 125
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,35	14,62	v	<u>110–255</u> 200	<u>250-400</u> 200
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,79	5,44	Sc	$\frac{27-32}{28}$	$\frac{26-37}{31}$
FeO	7,80	6,2	Ba	Не опр.	<u>100–930</u> 700
MnO	0,17	0,15	Sr	*	<u>430610</u> 530
MgO	5,39	6,16	Li	≫	$\frac{12-41}{20}$
CaO	8,90	8,94	Rb	*	<u>20-30</u> 24
Na <sub>2</sub> O	3,00	3,13	U	-0,4-1,3 0,9 (7)	$\frac{0,7-1,0}{0,8}$ (5)
К <sub>2</sub> О	1,00	1,01	Th	$\frac{2-7}{5}(7)$	$\frac{4-9}{6}$ (5)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,34	В	<u>2,8–9,0</u> 5,7	<u>5,4–16,0</u> 10
$H_2O^+$	2,04	1,78	F	Не опр.	$\frac{400-900}{700}$ (7)
n	13	7	n	14	18

Средний химический состав (%) и содержание элементов-примесей (г/т) в долеритах и габбродолеритах Чаро-Синской зоны глубинных раздомов

Примечание. В табл. 1-5 числитель означает пределы колебаний, знаменатель — среднеарифметическое содержание; п — число анализов; цифры в скобках — число анализов, отличающееся от основной выборки. Химические анализы выполнены в Институте геологии Якутского научного центра СО АН СССР. Ni, Co, Cr, V, Sc, Ba, Sr, B — определены количественным спектральным анализом; Li, Rb — проанализированы методом фотометрии пламени; F — ионометрическим — в том же институте; U — лазерно-люминесцентным, Th — рентгеноспектральным.

но, отражает неравномерное распределение их фаз-концентраторов, участвующих в кристаллизационно-гравитационной дифференциации. Это обеспечивает значимое различие средних содержаний в изученных телах (см. табл. 1). С повышенной щелочностью магмы связаны высокие концентрации Ba, Sr, редких щелочей, U и Th. Показательна значимая роль в петрогенезисе не только щелочей, но и летучих компонентов. Последняя отражена в формировании миндалекаменных пород, обилии гидроксилсодержащих минералов, росте концентраций фтора и бора.

Следующую петрографическую группу тел составляют интрузивы к варцевых габбро-долеритов, локализованных в различных частях Чаро-Синской магмоактивной зоны: Туолбинская, Синская, Кятчинская, Нижне-Мархинская и другие дайки. От магматитов предыдущей группы они отличаются присутствием модального кварца. На основе близости вещественного состава можно предполагать, что их внедрение произошло если не одновременно, то без существенного временного перерыва. В интрузивах кварцевых габбро-долеритов нередко отчетливо проявлен этап протокристаллизации магмы.



Рис. 3. Положение фигуративных точек среднего состава тел и полей частных анализов пород различных групп интрузивов Чаро-Синской зоны глубинных разломов.

1-6 — средние составы тел (1 — дайки и силлы долеритов и габбро-долеритов; 2 — дайки кварцевых габбро-долеритов; 3 — дайки субщелочных габбро-долеритов; 4 — тела кварцевых монцонит-порфиров двухфазных даек; 5 — кварцевые сиенит-порфиры двухфазной дайки М-68; 6 — кварцевые сиенит-порфиры Олекминского интрузива); 7-12 — поля частных анализов пород различных групп интрузивов (7 — интрузивы долеритов и габбро-долеритов; 8 — дайки кварцевых габбро-долеритов; 9 — одноактные дайки субщелочных кварцевых габбро-долеритов; 6 — фаза субщелочных кварцевых габбро-долеритов; 6 — фаза кварцевых кварцевых габбро-долеритов; 10 — двухфазные дайки: а — фаза субщелочных кварцевых габбро-долеритов, б — фаза кварцевых монцонит-порфиров; 11 — кварцевые сиенит-порфиры Олекминского интрузива; 12 — двухфазные дайки; в — фаза субщелочных кварцевых габбро-долеритов, г — фаза кварцевых сиенит-порфиров); 13 — тренд дифференциации субщелочной толеит-базальтовой магмы Чаро-Синской зоны глубинных разломов.

Наибольший интерес представляет Туолбинская дайка. Это протяженное тело (около 250 км) прослежено вдоль р. Туолбы. Максимальная его мощность 120 м. Сложен интрузив кварцевыми габбро-долеритами, содержащими в среднем до 1 об.% протокристаллов плагиоклаза. Их количество увеличивается (до 3–5 об.%) в породах эндоконтакта, где к ним присоединяются клинопироксен и оливин ранней генерации. Максимальное количество протоплагиоклаза (до 10–15 об.%) наблюдается в породах центральной части дайки, где они образуют зону мегаплагиофировых кварц-содержащих габбро-долеритов шириною в 3–5 м. В искусственных шлихах пород Туолбинской дайки установлены гранат альмандинового и спессартинальмандинового состава, рутил и муассанит.

Плагиоклаз порфировых выделений представлен слабозональным битовнит-лабрадором ( $An_{75-68}$ ), содержащим минеральные и расплавные включения. Изучение последних позволило показать, что кристаллизация раннего плагиоклаза происходила в спокойной обстановке, вероятно в период задержки подъема магмы. Температура этого процесса, по данным гомогенизации расплавных включений, 1285–1335 °C [10]. Состав раннего оливина соответствует хризолиту  $Fa_{21-24}$ . Минерал, как правило, замещен серпентином и боулингитом с образованием псевдоморфоз. Клинопироксен порфировых выделений имеет состав  $Wo_{37}En_{52}Fs_{11}$ . Оба магнезиальных фемических минерала отличаются от подобных минералов внутрикамерного этапа кристаллизации. Состав клинопироксена последнего более

#### Средний химический состав (%) и содержание элементов-примесей (г/т) в кварцевых габбродолеритах и субщелочных кварцевых габбро-долеритах Чаро-Синской зоны глубинных разломов

Компонент	1	2	Элемент	1	2
SiO <sub>2</sub>	` 49,74	51,21	Ni	$\frac{24-108}{52}$	<u>27–50</u> 33
TiO2	2,99	3,13	Cr	<u>1891</u> 46	$\frac{3-14}{8}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,67	12,92	v	<u>159–432</u> 300	<u>215–310</u> 250
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,41	7,81	Sc	$\frac{13-49}{28}$	<u>24—44</u> 34
FeO	8,74	6,86	Ba	<u>150920</u> 385	<u>180–490</u> 280
MnO	0,18	0,28	Sr	<u>310-2200</u> 600	<u>280780</u> 400
MgO	3,74	4,08	Li	<u>5–210</u> 34	<u>9-68</u> 20
CaO	8,75	6,55	Rb	<u>5-70</u> 16	$\frac{4-70}{29}$
Na <sub>2</sub> O	2,87	3,75	U	Не опр.	$\frac{0.6-0.8}{0.7}\pm 6(11)$
К <sub>2</sub> О	1,92	0,97	Th	Не опр.	$\frac{1-9}{4}(11)$
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,54	В	<u>3,1–52,0</u> 13	<u>8,4–32,0</u> 20
$H_2O^+$	0,59	1,73	F	Не опр.	<u>930–1130</u> (12) 1040
n	17	12	n	40	20

Примечание. 1 — кварцевые габбро-долериты Туолбинской дайки; 2 — субщелочные кварцевые габбро-долериты Нучалы-Юряхской дайки.

железистый – ( $Wo_{36-28}En_{43}Fs_{21-19}$ ) вплоть до преобладания в нем ферросилитового компонента ( $Wo_{31}En_{24}Fs_{45}$ ), а железистость позднего оливина достигает 54 мол.%.

Средний химический состав Туолбинской дайки (табл. 2), характеризуется заметным снижением содержания MgO и ростом доли калия за счет привноса его флюидом. Этим он отличается от химизма пород предшествующей группы (см. табл. 1). На диаграмме кремнезем – сумма щелочей (см. рис. 3) фигуративные точки составов пород дайки располагаются в поле субщелочных базитов, занимая большую площадь, чем поле базитов предыдущей группы тел, что свидетельствует о более интенсивной докамерной и внутрикамерной дифференциации расплава, формирующего трещинные интрузивы кварцевых габбро-долеритов. В других дайках данной группы процессы докамерной эволюции вещества также имели место. Об этом, в частности, свидетельствуют находки гранатов в породах, хромшпинелида в лабрадоре порфировых долеритов Кятчинской дайки.

Геохимическая информация показывает (см. табл. 2), что начавшаяся в докамерных условиях кристаллизация субщелочного толеитового расплава и гравитационное удаление фемических раннемагматических минералов (оливин и шпинелиды) отразились в снижении средних содержаний сидерофильных элементов – Ni, Co, Cr. Внутрикамерная кристаллизационная дифференциация привела к появлению лейкократовых разностей пород, обедненных сидерофильными элементами. В породах Туолбинской дайки наблюдаются повышенные концентрации K, Li, Ba и Sr, предопределенные субщелочной природой толеитового расплава, усиленные эманационным поступлением калия и связанных с ним элементов-примесей из более глубинных частей магматической колонны.

Таким образом, петролого-геохимическая информация о характере преобразования субщелочного толеит-базальтового расплава в глубинных условиях показывает, что его изменение идет в направлении роста кремнекислотности и щелочности как путем гравитационного удаления раннемагматических железомагнезиальных минералов, так и благодаря дополнительному привносу калия флюидом.

Субщелочные кварцсодержащие габбро-долериты формируют самостоятельные тела (Нучалы-Юряхская, Хатыстырская, Усть-Чарская дайки), а также слагают первую фазу внедрения двухфазных трещинных интрузивов (Верхне-Мархинская, Хара-Балыкская, дайка М-68). Субщелочные кварцевые габбро-долериты примерно на 50 % сложены плагиоклазом, отвечающим по составу лабрадор-андезину  $An_{65-32}$  в порфировых выделениях и главным образом андезину в основной массе. Клинопироксен относится к авгиту  $Wo_{36-42}En_{40-48}Fs_{14-24}$ . Для этих пород характерно постоянное присутствие кварца (до 6 %) и калиевого полевого шпата (до 9 %) и их микропегматитовых срастаний. Минералы заметно изменены: по плагиоклазу развивается альбит, серицит; по пироксену – роговая обманка, биотит и хлоритово-слюдистый агрегат.

В искусственных шлихах этих базитов установлены редкие зерна синезеленого муассанита и турмалина. Явные продукты протокристаллизации в породах выделить трудно. Соответствие центральных частей наиболее крупных таблиц плагиоклаза лабрадору (An<sub>65-58</sub>) и находки в тех же породах клинопироксена с содержанием ферросилитового компонента порядка 14 мол. % позволяют предполагать для них раннемагматическую природу. По химическому составу породы относятся к насыщенным кремнекислотой и щелочами, титаном, фосфором (см. табл. 2). В центральных частях даек, где, как правило, отмечаются зоны лейкократизации, несколько повышается содержание кремнекислоты и при стабильном общем повышенном содержании щелочей увеличивается доля натрия.

На классификационной диаграмме кремнезем – сумма щелочей (см. рис. 3) фигуративные точки составов располагаются близ линии, разделяющей толеитовые и субщелочные области, образуя поле, вытянутое вдоль оси абсцисс. Вытянутость обусловлена диапазоном кремнекислотности. Уровень средних концентраций примесных элементов в субщелочных габбро-долеритах (см. табл. 2), при сравнении его с содержанием тех же элементов в породах интрузивов долеритов и габбро-долеритов (см. табл. 1), указывает на резкую потерю расплавом сидерофильных элементов. Щелочно-земельные Ва и Sr содержатся в количествах, близких средним для континентальных долеритов, при этом содержание бария хорошо коррелирует с концентрацией калия в породах. Для редких щелочей, бора и отчасти фтора наблюдается высокая дисперсия при повышенных в целом содержаниях этих элементов. Большой диапазон содержаний кремнекислотнос ти, перераспределение щелочей, высокая доля летучих и некоторое нарушение закономерностей поведения элементов-примесей, проявленное в существовании обрывочных сильных корреляционных связей между ними. говорят о сложности процесса формирования субстрата субщелочных кварцевых габбро-долеритов в ходе докамерной эволюции расплава в глубинных частях магмоподводящего канала при флюидонасыщенности системы.

Субщелочные кварцевые габбро-долериты двухфазных даек по минеральному и химическому составу аналогичны вышеописанным (см. табл. 3, 5, рис. 3).

Кварцевые монцонит-порфиры самостоятельных интрузивов не образуют, но участвуют в качестве второй фазы внедрения в сложении многократных трещинных даек наряду с субщелочными кварцевыми габбро-долеритами: Верхне-Мархинской, Хара-Балыкской и других и габбро-долеритами и сиенит-порфирами в дайке M-68 [6, 8]. Наиболее представительной является Верхне-Мархинская дайка, где возможно наблюдать непосредственные контакты между породами разных фаз внедрения.

Верхне-Мархинская дайка вскрывается в среднем течении р. Мархи, левого притока р. Лены (см. рис. 2). Дайка имеет сложное строение: ее центральную часть шириною около 50 м слагают кварцевые монцонитпорфиры, краевую – субщелочные кварцевые габбро-долериты. Контакт между монцонитоидами и габбро-долеритами проявляется в относительном уменьшении зернистости первых и лейкократизации вторых. В субщелочных габбро-долеритах в близконтактовой зоне отмечаются также шлиры пегматоидных габбро-долеритов. Все это позволяет допустить внедрение монцонитоидного расплава в еще не остывшее окончательно вещество габбро-долеритов.

Кварцевые монцонит-порфиры обладают порфировой структурой, образованной таблитчатыми выделениями зонального лабрадор-андезина (An<sub>53-42</sub>), при этом плагиоклаз основной массы имеет практически тот же состав (An<sub>53-38</sub>) с преобладанием андезина. Интенсивно проявлена калишпатизация плагиоклаза. Пироксен практически нацело замещен роговой обманкой. Для пород характерно постоянное присутствие щелочного полевого шпата, который формирует ксеноморфные выделения в основной массе (до 15 %) и микропегматитовый агрегат с кварцем. Особый интерес представляют находки в шлихах из элювиальной дресвы разнообразных по составу гранатов пироп-альмандинового и спессартин-альмандинового рядов [8].

Породы второй фазы внедрения – монцонит-порфиры в сравнении с субщелочными габбро-долеритами характеризуются более высоким содержанием кремнекислоты и калия при близкой натриевости и высокой степени окисленности железа (табл. 3). Наиболее высокий пай калия (8,58 %) наблюдается на "контакте" монцонитоидов с габбро-долеритами, а также в породах шлировой фации (8,60 %). На классификационной диаграмме кремнезем – сумма щелочей фигуративные точки составов кварцевых монцонит-порфиров образуют последовательно располагающееся поле на границе областей распространения толеитовых и субщелочных пород вслед за рассмотренными выше разновидностями габбро-долеритов (см. рис. 3).

Кварцевые монцонит-порфиры наследуют геохимические черты субщелочных кварцевых габбро-долеритов, что проявляется в тождестве средних содержаний сидерофильных элементов (Ni, Cr, V, Sc) в породах разных фаз внедрения (см. табл. 3). Отличаются эти породы главным образом по содержанию сопутствующих калию элементов Ва и Rb, имеющих строгие корреляционные зависимости между собой. Содержание Sr как в тех, так и в других породах сопоставимо независимо от снижения кальциевости и роста калиевости. В краевых фациях габбро-долеритов отмечается двукратное увеличение Li, а в шлирах – В. В шлирах же происходит резкое

Таблица 3

Средний	химический	COCTAB	(%)н	содержание	элементов-примесей	İВ	дифференциатах	Верхне
			Ma	рхинской де	зухфазной дайки			

Компонент	Субщелочные габбро-долериты	Кварцевые монцонит- порфиры	Элемент	Субщелочные габбро-долериты	Кварцевые монцонит-порфиры
SiO <sub>2</sub>	49,62	58,91	Ni	<u>17–39</u> 26	<u>13-44</u> 21
TiO2	3,52	2,02	Cr	<u>13-44</u> 20	$\frac{15-39}{20}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,90	13,24	v	<u>160–410</u> 290	<u>120–200</u> 155
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,85	4,95	Sc	<u>15–37</u> 26	$\frac{12-23}{18}$
FeO	9,09	6,11	Ba	<u>250–680</u> 350	<u>90960</u> 720
MnO	0,20	0,16	Sr	<u>240510</u> 360	<u>340–450</u> 375
MgO	4,63	2,71	Li	$\frac{28-76}{38}$	$\frac{16-36}{23}$
CaO	7,34	4,38	R۵	$\frac{10-64}{38}$	$\frac{55-110}{84}$
Na <sub>2</sub> O	2,46	2,87	U	<u>0,4-1,4</u> 0,8	<u>1,8–2,3</u> 2,0
K <sub>2</sub> O	1,91	3,92	Th	$\frac{3-11}{7}$	$\frac{10-17}{13}$
₽ <sub>2</sub> 0 <sub>5</sub>	0,63	0,47	В .	<u>7,9–20,0</u> 12,0	<u>4,9-19,0</u> 9,0
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,84	0,32	F	<u>800–1500</u> 1200 (8)	<u>1700–1900</u> 1800 (10)
n	7	9	n	14	17

обогащение элементами калиевой группы – К, Rb, Ba. Отношение K/Rb в породах обеих фаз внедрения близко: 418 и 390 соответственно. Нужно отметить высокое содержание F в породах дайки: в габбро-долеритах в среднем – 0,12 %, в монцонитах – 0,18 %. Содержание U в субщелочных габбро-долеритах близко полученному для аналогичных пород даек и повышается в монцонитах. Градиент Th между дифференциатами составляет 2. Монцониты характеризуются повышенными геохимической ториеносностью и Th/U отношением.

Наиболее богаты кремнекислотой и щелочами кварцевые сиенитпорфиры. Они, так же как и монцониты, участвуют в сложении многократных даек. Известен и интрузив – Олекминский (см. рис. 2), сложенный лишь сиенит-порфирами. В сиенит-порфирах калиевый полевой шпат становится ведущим минералом (до 50 %), состав плагиоклаза колеблется от соответствующего лабрадору до альбита – An<sub>57-10</sub>. При этом основность плагиоклаза основной массы (в среднем An<sub>45</sub>) выше, чем порфировых выделений (An<sub>39-12</sub>). Редкие зерна пироксена (Fs<sub>25-30</sub>) практически нацело амфиболизированы. Увеличивается содержание слюды, по трещинам обильно развит флогопит.

В протолочках из кварцевых сиенит-порфиров установлены единичные

Таблина 4

зерна гранатов пироп-альман-
динового и альмандинового
ряда [8], а также единичные
оплавленные зерна голубого
дистена, рутил, муассанит,
циркон, флюорит, турмалин.
Химизм пород находится в
соответствии с их минераль-
ным составом (табл. 4). На диа-
грамме кремнезем - сумма ще-
лочей поле, образованное фи-
гуративными точками составов
кварцевых сиенит-порфиров,
располагается последователь-
но за монцонит-порфирами на
границе областей распростра-
нения толеитовых и субщелоч-
ных пород (см. рис. 3). Высокая
общая щелочность пород (до
9 %) определяется содержа-
нием калия. От описанных
монцонит-порфиров сиениты
отличаются заметным сниже-
нием компонентов, участвую-
щих в кристаллизационной
дифференциации расплава на
раннемагматической стадии
его эволюции. Сиенит-порфи-
ры Олекминского штока по
сравнению с подобными по-
родами дайки М-68 обладают
большей "лейкократовостью"
со всеми вытекающими отсюда
последствиями химизма
(табл. 5).

По сравнению с монцони-

Средний химический состав (%) и содержание элементов-примесей (г/т) в сиенит-порфирах Олекминского интрузива

Сомпонент	Кварцевые сие- нит-порфиры	Элемент	Кварцевые сиенит- порфиры
SiO <sub>2</sub>	67,37	Ni	<u>7-12</u> 8
$TiO_2$	0,99	Cr	$\frac{3-10}{7}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,87	v	<u>55102</u> 72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,96	Sc	<u>5,7-8,2</u> 6,9
FeO	1,88	Ва	<u>270–960</u> 530
MnO	0,03	Sr	<u>130–490</u> 240
MgO	1,43	Li	$\frac{11-57}{31}$
CaO	2,03	Rb	<u>28–156</u> 90
Na <sub>2</sub> O	4,11	υ	$\frac{3,1-5,1}{4,2}$ (21)
K <sub>2</sub> O	4,85	Th.	$\frac{22-33}{26}$ (21)
$P_2O_5$	0,32	В	7,6-36,0
H₂O <sup>+</sup>	1,09	F	$\frac{609-1600}{1160}$ (14)
n	20	n	36

тами в сиенитах происходит дальнейшее снижение содержания сидерофильных элементов, в то же время возрастает доля родственных калию Рb, Rb, Ba. При этом величина K/Rb отношения выдержана в пределах, характерных для пород базальтоидных серий [2]. Нужно отметить высокие содержания в рассматриваемых породах летучих компонентов – B, F, Li – вплоть до образования собственных минералов концентраторов турмалина, флюорита. При этом максимальные концентрации В (до 700 г/т) приходятся на зону контакта сиенит-порфиров и субщелочных габбро-долеритов в дайке M-68.

Сиенит-порфиры Олекминского интрузива отличаются пониженными содержаниями Ва и Sr. При этом оказываются нарушенными и соответствующие связи Ва с К и Sr с Ca. Наиболее обогащенные К микросиениты эндоконтакта оказываются резко обедненными Ва (275 г/т). Разброс значений отношения Sr/Ca указывает на отсутствие связи между этими элементами. Для сиенит-порфиров обоих интрузивов характерны наиболее высокие содержания U и Th. По сравнению с монцонитами и субщелочными габбродолеритами U становится в 3,5 раза больше, а Th в 3 раза. При этом отношения K/(U×10<sup>4</sup>) и Th/U остаются выше нормы. По своим радиогеохимиче-

Таблица 5

Компонент	Субщелочные габ- бро-долериты	Кварцевые сие- нит-порфиры	Элемент	Субщелочные габ- бро-долериты	Кварцевые сие- нит-порфиры
\$iO2	50,87	64,60	Ni s	$\frac{22-65}{41}$	<u>6-21</u> 12
TiO2	3,11	1,04	Cr	$\frac{10-29}{19}$	$\frac{5-17}{10}$
A1 <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,12	13,86	v	<u>174–660</u> 348	$\frac{78-160}{110}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,63	2,84	Sc	$\frac{22-58}{38}$	$\frac{8-11}{9}$
FeO	8,40	3,34	Ba	<u>200–680</u> 470	<u>520—1300</u> 1060
МпО	0,23	_ 0,07	Sr	<u>350—700</u> 495	<u>270580</u> 390
MgO	4,11	1,62	Li	$\frac{10-60}{26}$	<u>23-104</u> 64
CaO	8,79	1,93	Rb	<u>10—50</u> 30	<u>20—200</u> 115
Na <sub>2</sub> O	3,44	3,43	U	$\frac{0,7-1,5}{1,56}$ (9)	<u>3,0-4,4</u> <u>3,5</u>
К₂О	1,62	5,29	Th	$\frac{5-10}{7,4}$ (9)	$\frac{21,1-23,2}{22}$
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,29	В	<u>16720</u> 40	$\frac{41-82}{45}$
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,75	1,41	F	<u>600—1300</u> 960	$\frac{800-1700}{1370}$ (7)
n	8	13	n	34	36

Средний химический состав (%) и содержание элементов-примесей (г/т) в дифференциатах многократной дайки М-68

ским характеристикам сиенит-порфиры Чаро-Синской зоны соответствуют трахитам и трахилипаритам той же зоны, описанным В.Л. Масайтисом и А.А. Смысловым [7]. В целом рост радиоактивности пород обусловлен их высокой щелочностью.

Помимо рассмотренной единой серии пород в пределах Чаро-Синской зоны разломов В.Л. Масайтисом с коллегами [6] описаны единичные дайки трахидолеритов и щелочных сиенит-порфиров, расположенные в северо-западной части магмоактивной зоны. Простирание их совпадает с простиранием других вышеописанных интрузивных тел и отвечает северо-восточному направлению роя трещинных интрузивов.

Трахидолериты представляют собой массивные порфировые породы. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (An<sub>52-38</sub>, реже An<sub>78-75</sub>), клинопироксеном и в редких случаях псевдоморфозами иддингсит-магнетита по оливину. Основная масса сложена олигоклаз-андезином (An<sub>20-38</sub>), клинопироксеном, окиснорудным минералом, щелочным полевым шпатом, стеклом (до 15%), амфиболом, который по оптическим свойствам отнесен к баркевикиту.

Химическому составу пород свойственны насыщенность кремнекислотой, высокие содержания титана, фосфора и щелочей и низкие содержания кальция и магния (табл. 6). Нанесение среднего состава пород на диаграм-

Таблица б

Химический состав среднепалеозойских базальтов Чаро-Синской зоны глубинных разломов [6]

Компо нент	Лироксен- плагиофи- ровые ба- зальты	Трахи- базаль- ты	Трахиан- дезито- базальты	Трахи- андези- ты	Плагио- трахиты	Щелочные трахиты	Трахили- париты	Трахи- доле- риты	Сиенит- порфиры	Оливин- плагио- фировые базальты
$ \begin{array}{c} \mathrm{SiO}_2 \\ \mathrm{TiO}_2 \\ \mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3 \\ \mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3 \\ \mathrm{FeO} \\ \mathrm{MnO} \\ \mathrm{MgO} \\ \mathrm{CaO} \\ \mathrm{Na}_2\mathrm{O} \\ \mathrm{K}_2\mathrm{O} \\ \mathrm{F}_2\mathrm{O}_5 \end{array} $	50,36 1,71 16,02 5,50 5,48 0,22 5,88 11,09 2,46 1,00 0,28	49,78 3,19 14,40 10,60 4,55 0,22 3,38 6,72 3,66 2,47 1,03	53,48 3,12 14,29 10,98 2,08 0,17 2,48 5,21 3,69 3,19 1,31	57,85 2,04 15,74 7,63 1,99 0,11 1,73 3,01 4,56 4,48 0,86	58,58 1,54 17,50 8,03 1,37 0,08 1,14 1,80 3,84 5,51 0,61	58,91 2,39 17,35 6,26 0,32 0,18 0,63 0,75 1,64 11,20 0,37	68,69 1,14 16,50 0,16 0,07 0,66 0,47 1,49 10,01 0,05	50,25 2,99 14,83 10,86 3,37 0,19 3,19 6,78 3,85 2,78 0,91	56,03 5,31 15,66 6,35 0,66 0,05 2,59 1,06 0,27 11,35 0,67	48,30 2,36 14,06 8,90 5,25 0,19 6,70 11,03 2,14 0,51 0,56
'n	27	25	7	7	4	6	2	3	3	2

Примечание. Результаты даны в пересчете на 100 % без летучих компонентов.

му  $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$  показывает, что они ложатся в область распространения субщелочных пород. От рассмотренных ранее разновидностей габбродолеритов они отличаются несколько большей общей щелочностью и степенью окисленности железа.

К щелочным сиенит-порфирам отнесены лейкократовые породы, сложенные главным образом ортоклазом (70–80 %) с редкими порфировыми выделениями альбит-олигоклаза  $An_{10-15}$ , измененными цветными и окиснорудными минералами, кварцем. Главная особенность их химизма – высокая титанистость (до 7 % TiO<sub>2</sub>) и калиевость (до 11 % K<sub>2</sub>O) при минимальном содержании Na (см. табл. 6). На классификационной диаграмме точки составов пород располагаются на границе субщелочных и щелочных пород. От всех рассмотренных выше магматитов они отличаются очень высоким содержанием К.

Вулканические образования, связанные с Чаро-Синской магмоподводящей эсной разломов, изучались и описаны В.Л. Масайтисом с коллегами [6]. Ниже дается их краткая характеристика по материалам вышеназванных исследователей. Ареалы распространения основных и щелочно-основных лав приурочены к зоне разломов, по которым Березовская впадина сочленяется со структурами среднепалеозойского Вилюйского палеорифта, располагаясь цепочкой северо-восточного простирания. Пачки эффузивных пород входят в состав трех выделяемых в районе стратиграфических свит.

В низах разреза вулканогенной толщи развиты оливин-плагиофировые базальты и гиалобазальты, сложенные плагиоклазом (An<sub>60-62</sub>; 54-51), измененным оливином, клинопироксеном, окиснорудными минералами, стеклом от 10 до 80 %. Химический состав базальтов от среднего толеитового отличается лишь высокой степенью окисленности железа и несколько пониженным содержанием калия (0,5 %), этим они отличаются и от всех иных среднепалеозойских базитов.

Лежащая выше эффузивно-осадочная ассоциация включает пачки покровов трахитов, трахиандезитов, трахиандезито-базальтов, трахибазальтов. При этом извержения каждого отдельного вулканического центра отличались своей последовательностью проявления лав разного состава. Наиболее широко распространенными являются трахибазальты, различающиеся видами вкрапленников и количеством стекла. Они сложены плагиоклазом, по составу отвечающим лабрадору во вкрапленниках ( $An_{41-52}$ ) и олигоклазу ( $An_{28-30}$ ) в основной массе, авгитом, аналогичным по составу клинопироксену трахидолеритов, гиалосидеритом  $Fa_{43}$ , замещенным иддингситом, хлоритом, боулингитом и магнетитом. В этих же породах определен амфибол, по оптическим свойствам отнесенный к ряду магнезиогастингсита – баркевикита [6]. Шелочной полевой шпат содержится в количестве 5–8 %. В трахиандезито-базальтах его доля увеличивается до 15 %, а в трахиандезитах до 25–30 %, в последних появляется также кварц, больше становится амфибола.

В плагиотрахитах ведущим минералом основной массы становится щелочной полевой шпат (40-45 %), плагиоклаз представлен более кислыми разновидностями (An<sub>31-18</sub>: 16-12).

Трахиты распространены незначительно и встречаются главным образом в виде обломков в составе вулканомиктовых брекчий. Эти породы практически нацело сложены ортоклазом (70–90 %). Темноцветные минералы представлены роговой обманкой и биотитом, иногда появляется оранжево-красный амфибол. Кварц в породах присутствует непостоянно – 0–5 %.

Трахилипариты же наряду с ортоклазом (до 80 %) содержат значительное количество кварца (до 20 %).

Таким образом, все разновидности эффузивов связаны между собой переходами, что закономерно сказывается и на их химизме (см. табл. 6). Последовательно увеличивается содержание кремнекислоты, щелочей при резко доминирующей роли калия, соответственно уменьшается доля компонентов темноцветных и рудных минералов. Во всем ряду остается высокая степень окисленности железа, относительно высокая фосфористость, низкая магнезиальность. Для трахитов и трахилипаритов характерен резкий двукратный скачок в содержании калия при таком же снижении концентрации натрия. Столь высокое содержание калия при умеренной кремнекислотности несколько выделяет трахиты из общего ряда пород. По своему химизму трахиты идентичны щелочным сиенит-порфирам, а интрузивный аналог трахибазальтов – трахидолериты. По некоторым петрохимическим характеристикам, высокой сумме щелочей, находкам щелочного амфибола серия трахибазальтов – трахитов – трахилипаритов отнесена исследователями к щелочной оливин-базальтовой [6]. Но среди вулканитов Чаро-Синской зоны в отличие от типичных производных этих магм не установлены ни меланократовые разновидности базальтов, ни породы с фельдшпатоидами. На классификационной диаграмме кремнезем – сумма щелочей фигуративные точки состава вулканитов ложатся в пограничной области распространения субщелочных и щелочных пород.

Выше по разрезу распространены базальты, по своему минеральному и химическому составу отвечающие типичным толеитовым базальтам (см. табл. 6).

По материалам Т.В. Селивановской, геохимическое изучение пород на основе полуколичественного спектрального анализа выявляет лишь общие тенденции соответствия базальтов толеитовым ассоциациям, тогда как трахибазальт-трахилипаритовая ассоциация обогащена литофильными Ва, Rb, Zr, Y и радиоактивными элементами до уровня, свойственного щелочным породам.

190

#### ПРОИСХОЖДЕНИЕ СЕРИИ ОСНОВНЫХ И ЩЕЛОЧНО-КРЕМНЕКИСЛЫХ ПОРОД

Своеобразие магматизма Чаро-Синской зоны глубинных разломов состоит в высоких содержаниях SiO<sub>2</sub>, Ti, P, K и сопутствующих последнему микроэлементов Rb, Ba, U, Th во всех породах, развитых в ее пределах. Наличие многократных трещинных интрузивов, в строении которых принимают участие несколько дифференциатов, соизмеримых по масштабам проявления, и последовательные изменения вещественного состава этих пород позволяют выявить закономерности глубинной эволюции базальтового расплава, имевшего изначально субщелочную толеит-базальтовую природу.

Раннемагматические минералы довнутрикамерного этапа кристаллизации расплава во всех группах магматитов Представлены основным плагиоклазом и гранатом пироп-альмандинового состава, кроме того, в сиенит-порфирах – железистым пироксеном, а в габбро-долеритах – хризолитом и хромшпинелидами [8].

Согласно экспериментальным данным А.Э. Рингвуда и Д.Х. Грина [9], кристаллизация пироп-альмандинового граната в расплавах базальтового состава происходит при Р=9,6 кбар (1 ГПа) и выше. Следовательно, нахождение его в породах многократных трещинных интрузивов Чаро-Синской магмоактивной зоны свидетельствует о том, что эволюция субщелочного толеит-базальтового расплава началась при давлении не ниже 10 кбар. Кристаллизация акцессорного граната могла продолжаться и при давлении до 5 кбар [14]. Упомянутые экспериментальные данные дают основание допускать, что появление расплавов, сформировавших богатые кремнекислотой и щелочами дифференциаты, произошло на глубине не менее чем 15–20 км.

Гомогенизация расплавных включений в порфировых таблицах битовнит-лабрадора пород Туолбинской дайки показала температуру кристаллизации порядка 1285–1335 °C [8]. Состав порфировых индивидов раннемагматического плагиоклаза постепенно становится более натровым в ряду габбро-долерит (An<sub>80-76</sub>) – кварцевый габбро-долерит (An<sub>75-68</sub>) – субщелочной кварцевый габбро-долерит (An<sub>65-58</sub>) – монцонит-порфир (An<sub>53-42</sub>) – сиенит-порфир (An<sub>40-30</sub>). Наибольший разрыв в основности плагиоклаза наблюдается при переходе от габбро-долеритов к монцонитоидам.

Умеренно железистый хризолит ассоциирует с битовнитом только в самых ранних магматитах Чаро-Синской зоны. В субщелочных кварцевых габбро-долеритах фиксируются лишь редкие псевдоморфозы по оливину. От дифференциата к дифференциату растет железистость и уменьшается количество клинопироксена, увеличивается доля кварца и щелочного полевого шпата. Последние образуют микропегматитовый агрегат, а в монцонитоидах калиевый полевой шпат становится породообразующим минералом. В протокристаллах плагиоклаза Туолбинской дайки установлены зерна ортоклаза (An<sub>1</sub>Ab<sub>2</sub>Or<sub>97</sub>; Ab<sub>2</sub>Or<sub>98</sub>) в качестве минерала узника [8].

Расположение фигуративных точек средних составов тел всего ряда пород на классификационной диаграмме кремнезем – сумма щелочей (см. рис. 3) в поле субщелочных базитов вдоль линии раздела их с толеитами также свидетельствует об изначальной повышенной щелочности расплава и о последовательном ее увеличении. При этом если содержание натрия по всему ряду пород достаточно стабильно, то содержание калия возрастает от 1 до 5 %, причем скачок происходит при переходе от габброидов к монцонитоидам (табл. 7). То есть, участие Na в системе определяется лишь процессами кристаллизационной дифференциации, а градиент К

Таблица 7

# Средний химический состав различных групп интрузивов Чаро-Синской зоны глубинных разломов, %

	· · ·	Габброиды		Монцон	итоиды
Компонент	Интрузивы доле- ритов и габбро- долеритов	Дайки кварцевых габбро-долеритов	Дайки субщелоч- ных кварцевых габбро-долеритов	Фазы монцонит- порфиров много- кратных даек	Интрузивы квар- цевых сиенит- порфиров
SiO <sub>2</sub>	48,05	49,20	50,44	58,59	66,28
TiO2	3,20	3,09	3,15	2,09	1,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,38	14,52	12,78	13,39	13,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,13	5,02	7,27	5,43	2,31
FeO	8,04	8,84	7,70	5,46	2,46
MnO	0,16	0,18	0,22	0,18	0,05
MgO	5,68	4,38	4,42	2,43	1,50
CaO	9,18	8,94	7,11	4,53	1,99
Na <sub>2</sub> O	2,96	2,74	3,41	2,97	3,84
K <sub>2</sub> O	1,02	1,76	1,12	3,66	5,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,46	0,54	0,42	0,31
H_0*	1,91	0,88	1,85	0,96	1,22
n	34	45	27	24	33

Таблица 8

# Средние содержания элементов-примесей в породах различных групп интрузивов Чаро-Синской зоны глубинных разломов (г/т)

		Габброиды		Монцон	итоиды
Элемент	Долериты, габбро- долериты	Кварцевые габбро- долериты	Субщелочные кварцевые габбро-долериты	Кварцевые монцонит- порфиры	Кварцевые сиенит- порфиры
Ni Cr	94 120	52 54	30 12	22 12	11 9
V Sc	270 30	290 29	280 34	165 17	97 8
Ba Sr	680(47) 540(47)	450(51) 570(51)	260(45) 440(45)	810 420	880 340
Li Rb	25(47) 27(47)	34(40) 16(40)	34 27	29 84	53 110
U Th	0,8(12) 5,5(12)	He onp. ≫	0,8(34) 6,0(34)	2,0(13) 13(13)	3,5(55) 24(55)
F F	800(18)	Не опр.	25 1030(45) 220	9,5	1230(21)
Sr:Ca K:U	8,2 0,9	11,3	8,6 1.6	12,9	23,9 1.4
Th:U	6,1	-	7,5	6,5	6,8

позволяет предполагать дополнительный его привнос флюидом. Данные о закономерностях изменения концентраций элементов-примесей в различных дифференциатах тел Чаро-Синской магмоактивной зоны (табл. 8) не противоречат предложенным выше модельным предположениям. Содержания сидерофильных элементов в габбро-долеритах ниже кларковых и претерпевают значительное снижение во всем ряду пород до предела обнаружения в щелочных дифференциатах. В то же время габброиды

содержат литофильных и радиоактивных элементов больше, чем типичные толеиты. Все это подтверждает субщелочной характер родоначального толеитбазальтового расплава. В дальнейшем совместно с К происходит накопление Rb, Ba, U, Th, хотя градиенты накопления этих элементов и различаются. Выдержанность во всем ряду пород отношения К/Rb в пределах 300–400 служит косвенным геохимическим подтверждением связи вещества монцонитоидов с процессами дифференциации базальтоидных расплавов [2]. Стронций не обнаруживает четко проявленной связи ни с Ca, ни с К. В то же время наблюдается увеличение отношения Sr/Ca с уменьшением общей кальциевости дифференциатов, что рассматривается как признак отсутствия ассимиляции основной магмой кислого корового субстрата [4].

Таким образом, геохимические данные также дают основание допускать, что дифференциаты монцонитоидного состава образованы из субщелочного толеит-базальтового расплава, претерпевшего кристаллизационную дифференциацию, сопровождаемую взаимодействием магмы с глубинным флюидом, транспортирующим К.

Генетическое единство монцонитоидов с базитами подтверждается и изучением их Rb-Sr системы [5]. Наиболее низкое начальное отношение  $^{87}$ Sr/ $^{86}$ Sr, равное 0,7042–0,7045 при Rb/Sr = 0,04–0,06, что соответствует по общепринятым моделям континентальным породам мантийного генезиса, получено для наиболее основных пород рассмотренной серии – долеритов силловой фации. Рубидий-стронциевые характеристики для сопряженных силлу по времени и пространству субщелочных габбро-долеритов и сиенитов интрузива M-68 образуют строгую изохронную зависимость с первичным изотопным составом стронция 0,7071 (рис. 4).

На одну линию с начальным отношением  ${}^{87}{\rm Sr}/{}^{86}{\rm Sr} = 0,7062$  ложатся и данные для двухфазной Верхне-Мархинской дайки, сложенной субщелочными кварцевыми габбро-долеритами и монцонит-порфирами. Для сиенит-порфиров Олекминского штока получено начальное  ${}^{87}{\rm Sr}/{}^{86}{\rm Sr}$  отношение, равное 0,7070. Подобные зависимости указывают на образование дифференциатов при эволюции единого источника и отвергают существенное влияние корового материала. Разрыв между первичным изотопным составом Sr для долеритов и субщелочных кварцевых габбро-долеритов может свидетельствовать о независимой природе систем или указывать на длительную эволюцию в глубинном очаге, которая привела к увеличению содержания радиогенного Sr в толеит-базальтовой магме. Последнее наиболее вероятно с учетом изложенного выше материала, и тогда монцонитоиды имеют базальтоидную природу.

Таким образом, весь набор данных по наиболее распространенным интрузивным образованиям Чаро-Синской зоны глубинных разломов свидетельствует об их образовании из субщелочного толеит-базальтового расплава при его кристаллизационно-эманационной дифференциации. Рифтогенный режим магматизма благоприятствует дискретному поступлению глубинного, в данном случае богатого К флюида, обусловившего диапазон изменения пород.

Для эффузивной трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой ассоциации исследователями [6] также аргументирован сериальный характер на основании последовательного изменения петрографического и химического состава вулканитов. Вследствие высокой щелочности пород они были отнесены к производным единого щелочно-оливин-базальтового расплава с непрерывным распределением по SiO<sub>2</sub>. Если принять эту точку зрения, то следовало бы считать, что в очагах магмогенерации Чаро-Синской магмоподводящей зоны формировались две независимые магмы: щелочно-оливин-базальтовая для эффузивов и субщелочная толеит-



Рис. 4. Рубидиево-стронциевая изохрона пород Чаро-Синской зоны разломов. Параметры изохрон: I — T =  $336 \pm 11$  млн лет, R<sub>0</sub> = 0,7071 ±0,0001; II — T =  $267 \pm \pm 40$  млн лет, R<sub>0</sub> = 0,7062 ±0,0003; III — T =  $316 \pm 38$  млн лет, R<sub>0</sub> = 0,7070 ±0,0007. Усл. обозн. см. на рис. 3.

базальтовая для основной массы интрузивных тел. В то же время сонахождение разнофациальных групп пород на плече единой палеорифтовой системы, близость их внедрения во времени, общность химичес-

ких и геохимических особенностей пород (высокие содержания SiO<sub>2</sub>, Ti, P, K, Ba, Rb, U, Th; параллельность эволюционных линий) позволяют нам предполагать и общность магмы, породившей их. Отсутствие меланократовых разновидностей базальтов и собственно щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды, т.е. наиболее характерных дифференциатов щелочной оливин-базальтовой магмы, также подтверждает наше мнение о существовании здесь единой субщелочной толеит-базальтовой магмы. Ее изначально повышенный щелочной характер, усиленный дальнейшей эволюцией при воздействии глубинного флюида, мог сформировать весь спектр наблюдаемых магматитов. К сожалению, непосредственные взаимоотношения интрузивных и эффузивных пород здесь пока не установлены.

#### выводы

Итак, и на Сибирской, и на Индостанской платформах на локальных участках их периферических частей проявляются разнофациальные магматиты щелочно-основного, щелочно-кремнекислого, а на плато Декан еще и кремнекислого состава, сосуществующие с производными толеитбазальтового расплава. Приурочены подобные ассоциации, как правило, к рифтогенным структурам, которые в целом характеризуются активным флюидным режимом. Один из возможных путей их образования на Сибирской платформе, на примере тел Чаро-Синской зоны глубинных разломов, может быть объяснен глубинной дифференциацией субщелочного толеитбазальтового расплава в системе, открытой для интрателлурического флюида, привнесшего К и связанные с ним некогерентные элементы.

Подобный механизм может работать и при формировании отдельных комплексов основных, средних и кислых пород в рифтовых зонах Индостанской платформы, в частности в районе Бомбея. Но эта идея пока не обсуждается исследователями Деканских траппов. Для объяснения происхождения кислых магматитов чаще привлекается анатексис сиалического корового материала [17].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. — 221 с.
- 2. Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 195 с.
- Вембан Н.А. Пути дифференциации в траппах Декана // Геология и петрография трапповых формаций. — М.: Иностр. лит., 1950.
- Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — 192 с.

- Королева О.В., Зайцев А.И. Изотопы SI в базитах многократных трещинных интрузивов Сибирской платформы // XIV семинар "Геохимия и физико-химическая петрология магматизма": Тез. докл. – М., 1988.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского среднепалеозойского авлакогена. — М.: Недра, 1975. — 175 с.
- 7. Масайтис В.Л., Смыслов А.А. Уран и торий в магматических породах Сибирской платформы // Геохимия. 1977. № 2. С. 217-229.
- В. Петролого-геохимические черты глубинной зволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматических систем / Олейников Б.В., Никишов К.Н., Ковальский В.В. и др. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. – 200 с.
- Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Изучение фазовых переходов // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. – С. 574-589.
- Томшин М.Д., Панков В.Ю. Расплавные включения в протокристаллах плагиоклаза траппов Сибирской платформы и их петрогенетическое значение // Минералогия и геохимия кимберлитовых и трапповых пород. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1979. — С. 100—106.
- De A. Late mesozoic-lower tertiary magma types of Kutch and Saurashtra // Deccan volcanism and related basalt provinces in other parts of the World / Ed. K. V. Subbarao, R.N. Sukheswala. – Bangalore: Geol. Soc. India, memoir N° 3, 1981. – P. 327-339.
- 12. Ghose N.C. Composition and origin of Deccan basalts // Lithos. 1976. V. 9. P. 65-73.
- Ghose N.C. The trace elements studies on Deccan basalts and comagmatic rocks // A review. "Rec. Geol. Surv. India". - 1983. - V. 113, N° 2. - p. 71-95.
- Green D.H. Garnet in Silicic Liquids and its possible use as a P-T indicator // Contrib. Miner. and Petrol. - 1977. - V. 65, N° 1. - P. 59-67.
- Krishnamurthy P., Cox K.G. Potassium-rich alkalic suite from the Deccan Traps, Rajpipla, India // Contrib. Mineral. Petrol. - 1980. - V. 73, N° 2. - P. 179-189.
- Mishra K.S. The tectonic setting of Deccan volcanism in Southern Saurashtra and Northern Gujarat // Deccan volcanism and related basalt provinces in other parts of the World / Ed. K.V. Subbarao, R.N. Sukheswala. - Bangalore: Geol. Soc. India, memoir N° 3, 1981. - P. 81-86.
- Sethna S.F. Geology around Bombay some intriguing problems // Deccan volcanism and related basalt provinces in other parts of the World / Ed. K. Subbarao, R.N. Sukheswala. - Bangalore: Geol. Soc. India, memoir N° 3, 1981. - P. 87-92.
- Subbarao S. Alkaline rocks of the Deccan traps // Bull. volcan. 1972. V. 35, N° 4. -P. 998-1011.
- Sukheswala R.N. Deccan basalt Volcanism // Deccan volcanism and related basalt provinces in other parts of the World / Ed. K. Subbarao, R.N. Sukheswala. - Bangalore: Geol. Soc. India, memoir N° 3, 1981. - P. 8-18.
- Sukheswala R.N., Poldervaart A. Deccan trap basalts of Bombay area. India // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1958. - V. 69. - P. 1475-1494.

#### COMPOSITIONAL FEATURES AND GENESIS OF BASIC AND INTERMEDIATE MAGMATIC ROCK ASSOCIATIONS IN THE SIBERIAN AND HINDUSTAN PLATFORMS. O.V. KOROLEVA

Coexisting basic-alkaline, basic and intermediate magmatites are confined to rift structures in marginal parts of both the Siberian and Hindustan platforms. In addition, acid magmatites occur on the Deccan plateau. One of possible ways for development of the association of rocks of different silica and alkali contents is considered in light of the Chara-Sinsk zone of deep faults in the Vilyuisk paleorift system, eastern Siberian platform. From geological features, regular variations in rock mineralogy and chemistry and trace-element behaviour, it is concluded that the series dolerite – gabbro-dolerite – subalkaline gabbro-dolerite – monzonite –syenite resulted from deep differentiation of subalkaline tholeiite-basaltic liquid in a system open to an intratelluric fluid that introduced potassium and related incompatible elements. A genetic link between basic and intermediate rocks is confirmed by study of their Rb-Sr systematics.

# ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА НА ПРИМЕРЕ СИБИРИ И ДЕКАНА

### А.И. Альмухамедов, В.В. Золотухин

На основе сопоставления условий проявления, взаимоотношения и вещественного состава пермо-триасовых траппов Сибири и кайнозойских — Декана рассмотрены основные проблемы платобазальтового магматизма. Высказано предположение, что трапповый магматизм отражает коллизионые события на границах литосферных плит, в состав которых входят древние платформы. Начало магматической активности определяется заложением рассеянных рифтогенных структур и формированием пассивных мантийных диапиров, которые отмирают с исчезновением растягивающих напряжений. При этом родоначальные трапповые магмы, выплавляющиеся из относительно обогащенной мантии, отвечают полевошпатовым пикритам и могут различаться по щелочности. Образование всей совокупности наблюдаемых ассоциаций пород контролируется процессами фракционирования родоначальных магм и только для наиболее кислых ее членов — риолитов — можно допустить заметную роль анатекские корового материала.

Под термином "траппы" понимаются продукты внутриплитового континентального, преимущественно базальтового магматизма (туфы, лавы, гипабиссальные интрузии), развитые на участках консолидированной коры. Для траппового магматизма характерны также относительная кратковременность проявления и площадное развитие при наличии, очевидно, локальных магмоактивных зон, фиксируемых дайковыми сериями.

Накопленный за последние десятилетия материал по трапповому магматизму многих регионов [16, 34, 36, 38] свидетельствует о значительном сходстве химизма покровных базальтов (и их малоглубинных интрузивных аналогов) независимо от места проявления. В то же время остаются до конца не ясными некоторые вопросы. Главные из них следующие:

- взаимоотношение пород различного состава;

- генезис аномальных по сравнению с преобладающими толеитовыми базальтами и долеритами пород – ультраосновных, кислых и щелочных;

- состав и природа исходного (или исходных) расплавов;

- специфика состава мантии в областях формирования трапповых магм;

- причины магматической активности платформ.

Рассмотрим эти проблемы, которые уже неоднократно обсуждались многими исследователями, на примере двух наиболее изученных трапповых провинций – Восточной Сибири и Индии. В основу анализа положены как новые материалы, полученные авторами в последние годы по обеим указанным провинциям [3, 4, 8, 14–16, 64], так и многочисленные литературные данные по геологии и магматизму Сибирской платформы и Декана. Главное внимание при этом уделено вулканитам из наиболее широко проявленных возрастных групп траппов – пермо-триасовых в Сибири и кайнозойских в Индии. Предварительно кратко остановимся на общей характеристике транпов Сибири и Декана с целью выявления специфики платформенного магматизма.

Возраст. Сибирь: поздний палеозой – ранний мезозой (главная масса), средний палеозой и поздний протерозой (подчиненное количество в восточной части платформы). Декан: кайнозой (главная масса) и поздний мезозой (траппы Раджмахала).

Пространственное положение и масштабы проявления. Сибирь: центральная и западная части Сибирской платформы (рис. 1) с площадью для интрузивной фации – 1,5 млн км<sup>2</sup>, для эффузивной – около 350 тыс. км<sup>2</sup> (центральная и северная части Тунгусской синеклизы), для туфов – 675 тыс. км<sup>2</sup> (в основном в южной части синеклизы). Траппы прорывают и перекрывают мощный осадочный чехол (поздний протерозой – пермь). Декан: центральная и западная части Индийской платформы (рис. 2) с площадью около 500 тыс. км<sup>2</sup>. Траппы залегают на кристаллическом фундаменте и только местами перекрывают маломощный осадочный чехол.

Фации траппов. Сибирь: преобладает интрузивная фация (чаще силлы), которая составляет около 45 % объема всех траппов пермо-триаса. Базальты и туфы составляют 38 и 17 % соответственно. Декан: резко преобладают базальты. Интрузивная фация находится в подчинении и представлена преимущественно дайками в западной части ареала.

Максимальные мощности лавовой толщи. Сибирь: в северозападной части платформы более 3500 м [31]. Мощность толщи уменьшается к югу и юго-востоку. Декан: в западной части ареала около 2000 м. Мощность уменьшается в восточном направлении.

Взаимосвязь с тектоникой. Сибирь: главные магмоподводящие зоны связаны со слабо выраженными на поверхности рифтогенными структурами простирания север – юг и запад – восток на западе, северо-западе и севере Сибирской платформы. Они фиксируются дайками в пределах Тунгусской синеклизы и по ее обрамлению [26]. Декан: магмоподводящие зоны связаны также с рифтогенными структурами простирания север – юг вдоль западного берега Индостана и с разломами простирания запад – восток вдоль рифта р. Нормада. В этих же зонах отмечается повышенное количество дайковых пород.

Время проявления. Сибирь: наиболее ранние траппы главного этапа (пермо-триас) развиты в северо-западной части Сибирской платформы, более поздние – в восточной и центральной частях Тунгусской синеклизы. Максимальная активность базальтового магматизма приурочена к периоду 235–220 млн лет. Вулканическая толща разделена на свиты (эффузивные, пирокластические или смешанные). Делаются попытки корреляции свит для всей толщи базальтов и туфов [16]. Декан: базальты кайнозоя объединяются в формации (аналоги свит в советской литературе) и толщи главным образом по химизму [49]. Систематизация данных по абсолютному и относительному возрасту [32, 33] показала, что траппы западной части ареала являются более древними. Устанавливаются две главные фазы магматической активности: первая, наиболее значительная, фаза – 65–60 млн лет и вторая – 50–42 млн лет. В некоторых районах формирование базальтов продолжалось до олигоцена (42–31 млн лет).

Распределение различных типов пород. В обеих провинциях, как и вообще в трапповых формациях других регионов, преобладают толеитовые базальты. На территории Сибири в северо-восточной части Тунгусской синеклизы (Маймеча-Котуйская провинция) наряду с толеитовыми базальтами проявлены трахибазальты, щелочные базальты, андезиты, дациты и липариты различной щелочности, а также пикритовые порфириты и меймечиты; в северо-западной части Сибирской платформы при преобладании толеитов отмечаются пикритовые, субщелочные и щелочные базальты. В пределах Декана наиболее широкий спектр пород выявлен в западной и северо-западной частях траппового ареала. Здесь кроме толеитов в гораздо меньших количествах проявлены пикритовые, щелочные оливиновые базальты, промежуточные и кислые породы. Среди последних преобладает ассоциация трахит-риолитов.

Петрография вулканитов. В обоих регионах толеитовые базальты представлены порфировыми, реже афировыми разновидностями. Наиболее распространенные фенокристаллы – лабрадор и битовнит, а также умеренно магнезиальный оливин и клинопироксен. В субщелочных разно-



. .

.

Рис. 1. Схематическая карта распространения пермо-триасовых траппов Сибирской платформы (по [10]).

1 — базальты и базальтовые туфы; 2 — гипабиссальные трапповые интрузии; 3 — осадочные породы чехла платформы; 4 — выходы докембрийского фундамента и складчатые пояса; 5 — разломы глубинного заложения.

видностях базальтов отмечаются иногда щелочные полевые шпаты, кислый плагиоклаз и фельдшпатоиды. В более кислых породах – андезитобазальтах, дацитах, трахитах и их субщелочных аналогах – отмечается еще большее количество кислого плагиоклаза, щелочных полевых шпатов, а также появляется кварц.

Интрузивные траппы обоих регионов представлены главным образом гипабиссальными массивами (силлы, дайки), сложенными долеритами. На Сибирской платформе в отличие от Декана относительно широко распространены дифференцированные расслоенные силлы. В их нижних частях локализуются более магнезиальные породы вплоть до пикритовых долеритов, в верхних – железистые безоливиновые габбро-долериты, а также средние и кислые породы.

Х и м и з м. В кратком изложении трудно отразить все вариации химического состава вулканитов двух столь крупных регионов с разных точек зрения. Поэтому ограничимся рассмотрением положения траппов на классификационной диаграмме SiO<sub>2</sub> – (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) (рис. 3) и сопоставлением средних составов наиболее распространенных пород. Как видно из представленных данных, резко преобладающее количество вулканитов и Сиби-



Рис. 2. Схематическая карта распространения кайнозойских траппов Декана [49, 57]. 1 — базальты; 2 — долеритовые дайки; 3 — границы гондванского трога; 4 — границы рифтовых зон; 5 — положительные гравитационные аномалии.



Рис. 3. Классификационная диаграмма SiO<sub>2</sub> – (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) [19] базальтов платформ. а – пермо-триасовые базальты Сибирской платформы (1 – Маймеча-Котуйская провинция [13]); 2 – Норильско-Хараелахская провинция, по [4] с дополнениями); б – кайнозойские траппы Декана в целом, по [34, 37, 40, 42–44, 46, 50, 51, 53, 56, 59–61 и др.].

ри, и Индии отвечает толеитовым базальтам различной основности. Гораздо меньше развиты субщелочные и щелочные базальты, а также кислые породы – трахиты и риолиты, причем последние две группы имеют с главной массой траппов бимодальные взаимоотношения. На примере Маймеча-Котуйской провинции Сибири устанавливается (см. рис. 3), что породы отдельных районов в пределах формаций могут иметь различную щелочность в рамках всей совокупности составов.

Одновременно можно предполагать наличие направленного изменения щелочности пород во времени в пределах генетически единых разрезов лавовых толщ [14, 37]. Для иллюстрации этого на рис. 4 приведено распределение  $Na_2O$  и  $K_2O$  в колонке скв. СГ-19, пробуренной в Норильском районе и вскрывшей около 100 индивидуальных базальтовых потоков трех магматических циклов. Здесь отчетливо устанавливаются две тенденции распределения щелочей. Одна из них связана со статистическим уменьшением содержаний  $Na_2O$  и  $K_2O$  по мере развития магматического процесса, в связи с чем менее щелочные базальты приурочены к более поздним этапам каждого магматического цикла. Вторая, слабее выраженная тенденция проявляется в незакономерных колебаниях содержаний этих элементов при более частых отклонениях в сторону увеличения их концентраций. Это в конечном итоге отражается в перемежаемости пород различной щелочности даже в пределах свит. Существенные колебания щелочности в генетически единых разрезах базальтовых толщ известны и в траппах Рис. 4. Распределение Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O в разрезе лавовой толщи Норильского района по данным опробования скв. СГ-19. Штриховой линией показаны границы магматических циклов.

Декана [45], однако регулярность в изменении состава вулканитов здесь выражена менее четко [49].

Сравнение средних составов толеитовых базальтов обеих рассматриваемых провинций показывает некоторые различия (см. таблицу). Так, траппы Декана характеризуются более высокими содержаниями Ті, Р, Sr, La и ряда других элементов, что связано, очевидно, с региональными особенностями. Вместе с тем главная отличительная черта базальтов трапповых формаций, в том числе их низкокалиевых разновидностей [14], состоит в устойчивом обогащении всеми некогерентными элементами (Ti, K, P, Rb, Sr, Nb, Ba, La, Hf и др.) относительно толеитовых же базальтов спрединговых зон океанов



(MORB), которые рассматриваются в последние годы в качестве своеобразной "точки отсчета" [62]. Причем эта особенность характерна для внутриплитового магматизма и континентов, и океанов [34, 36].

Таким образом, краткий сравнительный анализ магматизма двух наиболее типичных областей развития траппов показывает в них много общего. Несмотря на региональные отличия, траппы древних платформ, т.е. участков литосферы со зрелой континентальной корой, формируются в течение относительно короткого времени магматической активности, проявляются одновременно на больших площадях и характеризуются при общей пестроте составов преимущественным развитием толеитовых базальтов, которые геохимически существенно отличаются от толеитов океанического дна. Возвратимся вновь к сформулированным выше проблемам.

Взаимоотношение пород различного состава. Систематическое исследование трапповых формаций показало, что в отличие от толеитовых базальтов, которые имеют площадное развитие, более редко встречающиеся щелочные базальты, а также высокомагнезиальные и кислые породы проявлены локально и тяготеют к линейным зонам [27, 31]. Так, на территории Сибирской платформы подобные зоны известны на северо-западе и северо-востоке Тунгусской синеклизы, для Декана бо́льшие колебания состава траппов отмечаются в Западных Гатах и вдоль рифта Нормада. По всей вероятности, ареалы с широкими вариациями химизма вулканитов трассируют наиболее проницаемые участки в фундаменте платформ, в которых разгружаются растягивающие напряжения с формированием в ряде случаев рифтогенных структур [11]. Отсюда можно сделать заключение, во-первых, о том, что наиболее полные разрезы лавовых толщ распола-

Компонент	1	2	3
50	17.64	40.18	40.76
310 <sub>2</sub>	47,04	45,10	45,70
1102	1,27	2,50	1,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,92	13,73	14,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	4,95	1,85
FeO	11,61*	8,29	9,35
MnO	0,19	0,20	0,21
MgO	7,22	6,60	8,43
CaO	10,62	10,04	12,12
Na <sub>2</sub> O	2,24	2,42	1,99
K <sub>2</sub> O	0,37	0,47	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,28	0,08
H <sub>2</sub> O'	-	1,59	0,34
S <sub>общ.</sub>	0,03	-	-
П.п.п.	2,73	· _	_
n	(208)	(454)	(55)
Элемент	1	2	3
T :	5 7/10	C 1/04)	4.0(70)
Li	5,7(40)	5,1(84)	4,8(59)
B	0,07(45)	7,0(04)	0,42(58)
F	187(45)	7,0(04)	245(50)
Sc	37(45)	37(142)	85(59)
v	337(50)	372(207)	295(59)
Cr	183(50)	228(184)	370(59)
Co	52(50)	52(106)	46(59)
Ni	130(50)	117(285)	136(59)
Cu	160(50)	205(201)	137(59)
Zn	108(50)	119(193)	117(59)
As	-	2,2(21)	4,0(14)
Rb	5,0(48)	12,3(256)	1,1(59)
Sr	170(50)	248(314)	90(59)
Ŷ	21(12)	35(207)	21(12)
Zr	153(45)	164(314)	102(59)
ND	4,0(8)	17(119)	1,3(15)
Ag	0,09(40)	2 0(82)	1 ((50))
Sh	3,0(43)	3,2(83)	1,3(39)
Ba	127(50)	151(313)	30(59)
La	8,2(12)	18(73)	2.6(15)
Ce	18(12)	36(20)	7,6(15)
Pr	2,3(8)	3,8(4)	1,3(15)
Nd	11(12)	21(54)	7,5(15)
Sm	4,1(12)	5,4(55)	2,9(15)
Eu	1,2(11)	1,7(19)	0,9(15)
Gđ	4,4(12)	5,1(9)	3,2(15)
Dy	4,4(12)	5,1(7)	5,1(15)
Ho	1,0(12)	0,98(7)	1,1(15)
Er	2,8(12)	2,9(7)	3,3(15)
Yb	2,3(12)	3,0(29)	3,5(15)
Lu	0,31(12)	0,30(8)	0,46(15)
HI Ta	3,0(8)	3,8(18)	0,5(15)
L B Pb	0,5(8)	1,5(8)	0,5(15)
ro	10,5(42)	5,0(95)	1,0(15)

# Содержание главных (мас.%) и редких (мгк/г) элементов в толентовых базальтах

Примечание. Звездочкой отмечено суммарное железо в пересчете на FeO.

1 — Сибирская платформа, Норильский район, хараелахская, мокулаевская и моронговская свиты (по [4]); 2 — Декан, по данным работ [34, 36, 40, 42—44, 50, 51, 53, 55, 59, 60 и др.] с учетом новых определений авторов; 3 — N-MORB, хребет Рейкьянес, 58° с.ш. [6]. В скобках — количество образцов в выборках.

202

гаются вблизи магмоподводящих зон и, во-вторых, что только доминирующие толеитовые магмы при их массовом излиянии могут растекаться на больших территориях и покрывать громадные пространства вдали от эруптивных центров. Картирование маркирующих покровов на Сибирской [24, 30] и Индийской [49] платформах в определенной мере подтверждает такое заключение, и, вероятно, именно поэтому некоторые районы платформ, например юго-восточная часть Тунгусской синеклизы и восточные ареалы траппового магматизма Декана, характеризуются развитием монотонных толщ толеитовых базальтов [12, 21, 40].

Другой аспект проблемы состоит в фиксируемых региональных различиях магматизма в пределах трапповых формаций. На территории Сибирской платформы повышенной шелочностью отличаются, как уже отмечалось, вулканиты и комагматичные им породы гипабиссальной интрузивной фации Маймеча-Котуйской провинции [13]. Здесь преобладают шелочные (высокомагнезиальные) и субщелочные (основные и кислые) вулканиты, а толеитовые базальты развиты незначительно (см. рис. 3,а). Поэтому можно предполагать, что эта провинция характеризуется либо специфическим составом мантии, либо специфическими условиями генерации и последующей дифференциации родоначальных магм.

Изложенное позволяет рассматривать проблему шире и ставить вопросы о взаимоотношении пород различного состава не только в пространстве, но и во времени. Возможные пути их решения связаны, очевидно, с продолжением картирования маркирующих лавовых потоков на больших территориях, изучением вертикальных разрезов лавовых толщ вблизи и на удалении от магмоподводящих зон и выявлением региональных различий состава траппов в пределах формаций.

Генезис различных типов пород, Большинство пород трапповых формаций, включая пикритовые базальты и пикриты, образуют четкие комплементарные ряды, которые выявляются на различных петрохимических и геохимических диаграммах в виде типичных трендов (см., например, [7, 16, 64 и др.]). Поскольку тренды для эффузивной фации совпадают с трендами лифференциации базальтовой магмы in situ [1, 25, 28], можно утверждать, что ведущую роль в формировании вулканитов различного состава играют процессы кристаллизационной дифференциации родоначальных магм в колоннах продвигающихся к земной поверхности расплавов или в промежуточных магматических очагах. Определяющее значение подобных процессов является общепризнанным и не требует уже подробных доказательств. Отметим только, что роль фракционирования выявляется в ассоциациях пород независимо от их щелочности (см., например, рис. 7 в статье В.В. Золотухина и А.И. Альмухамедова "Базальты Сибирской платформы..." в наст. сб.) и региональных различий состава траппов. Для иллюстрации последнего приведена АГМ-диаграмма для всей совокупности траппов Декана, которая показывает существенные вариации содержаний железа и магния и для преобладающих толеитовых и для редко встречающихся щелочных базальтов (рис. 5). Все это отражает существование родоначальных магм различной щелочности, однако среди них преобладают, очевидно, все же толеитовые расплавы.

Гораздо сложнее обстоит дело с анализом условий образования кислых пород трапповых формаций. Весьма вероятно, что частично они могут быть продуктами дифференциации базальтовых магм, как это наблюдается в некоторых дифференцированных интрузиях Сибирской платформы [23, 25]. В то же время бимодальные взаимоотношения кислых и основных вулканитов (см. рис. 3) и результаты изотопных исследований [46] не позволяют рассматривать этот процесс в качестве ведущего. Обратимся дополнитель-



Рис. 5. АFM-диаграмма для кайнозойских траппов Декана. Сплошной и штриховой линиями показаны тренды дифференциации толеитовой и щелочной магм Гавайских островов соответственно [47].

но к геохимическим данным. На рис. 6 показана взаимосвязь содержания К и La в траппах двух рассматриваемых платформ, а на рис. 7 – К и Rb в траппах Декана, где кислые вулканиты проявлены более широко по сравнению с сибирской провинцией. На обеих диаграммах комплементарность отмечается для всех типов пород за исключением риолитов, которые более обогащены La и Rb относительно К по сравнению с базальтами и трахитами. Поскольку все три элемента, будучи типичными некогерентными, должны в процессах кристаллизационной дифференциации вести себя одинаково [25], установленные зависимости позволяют сделать однозначный вывод о том, что генетическая природа наиболее кислых пород является иной и риолиты в отличие от трахитов не могут быть продуктами фракционирования базальтовых магм. Более вероятно их происхождение за счет мобилизации материала сиалической коры в зонах, где интенсивность магматического процесса достигает своего максимума.

Приведенные соображения свидетельствуют, таким образом, о ведущей роли фракционирования не только при эволюции трапповой магмы в камерах внедрения, т.е. в случае дифференциации in situ, но и при форми-



Рис. 6. Соотношение калия и лантана в траппах Сибирской платформы и Декана (по [5]). 1 — базальты; 2 — трахиты; 3 — риолиты.

ровании лавовых толщ. Лишь генезис наиболее кислых пород трапповых формаций – риолитов – не согласуется с этими процессами. Для окончательного решения вопроса требуются дополнительные изотопные исследования и геохимическое сопоставление кислых пород интрузивной гипабиссальной и эффузивной фаций.

Состав и природа исходного (или исходных) расплавов. Логично предположить, что не все объемы расплава, формирующегося в мантии под платформами, интрудируют приповерхностные горизонты земной коры или изливаются на дневную поверхность. Поэтому в рамках моделей, разработанных для офиолитовых комплексов [54], а также с учетом четко выраженных трендов дифференциации в траппах платформ, необходимо прийти к заключению, что родоначальные магмы платобазальтов были более магнезиальными, чем "средний трапп". Вероятнее всего, что для преобладающих толеитовых серий они отвечали составу полевошпатового пикрита. Действительно, расчеты, выполненные для сибирских траппов [17], показывают, что реально наблюдаемые породы формации могут быть получены при фракционировании пикритового состава с содержанием MgO около 13 мас. У за счет отделения от него главных минералов базальтов в различных соотношениях. Такого типа магмы действительно существуют, и это подтверждается наличием гипабиссальных интрузий импульсного внедрения со средним составом, близким к пикритам, а также пикритовых базальтов [22]. Часть из последних, по крайней мере с содержанием MgO





более 15–17 %, следует по аналогии с пикритовыми габбро-долеритами дифференцированных интрузий отнести к кумулятивным сериям. В то же время, из подобных толеитовых расплавов путем простого фракционирования нельзя получить не только щелочные, но и субщелочные базальты. Требуется дополнительный привнос щелочей, и отсюда снова вытекает необходимость предполагать существование родоначальных магм различной щелочности.

Если считать, что изливающиеся расплавы отражают состав родоначальных магм, то наиболее легко объяснимы региональные вариации щелочности вулканитов. С этих позиций щелочные парагенезисы, например, Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы являются производными изначально щелочных магм либо отражают определенный этап в общем эволюционном процессе магмообразования. Гораздо труднее интерпретировать наблюдаемую перемежаемость щелочности (в общем случае обогащенность или истощенность) базальтов в отдельно взятых регионах. Здесь одновременно могут иметь место несколько причин, главными из которых являются следующие:

- непостоянная во времени степень плавления одного и того же мантийного субстрата [58];

– наличие вертикальной вещественной неоднородности мантии и соответственно переменная глубина магмообразования;

 обеднение мантии некогерентными элементами по мере развития магматического процесса [41];

– дополнительный мантийный подток некогерентных элементов, в том числе щелочей, в зону магмообразования (мантийный метасоматоз) на начальных этапах магматической активности [9];

- влияние корового материала по механизму смешения или анатексиса [46].

Считать доминирующей какую-либо одну из перечисленных причин пока нет достаточных оснований. В то же время первые две из них не согласуются с устанавливаемой в ряде случаев (см. рис. 4) регулярностью колебаний щелочности и других геохимических параметров базальтов в разрезах лавовых толщ [8]. Гипотеза стационарной вертикальной неоднородности мантии противоречит также существующим представлениям о наличии конвективных течений. Что касается последней причины, то она имеет значение, как показано выше, только при образовании наиболее кислых вулканитов трапповых серий. Поэтому предпочтение можно отдать оставшимся причинам, поскольку в обоих случаях в рамках модели разрастания мантийного диапира исходные расплавы начальных этапов магматизма необходимо будут обогащены всеми некогерентными элементами и соответственно более щелочными [2]. Наблюдаемая цикличность в изменении химизма базальтов определяется при этом прерывистостью процессов плавления.

Поскольку толеитовые и субщелочные базальты не содержат мантийных ксенолитов, дальнейший прогресс в решении проблемы родоначальных трапповых магм может быть связан с детальным изучением эволюции вещественного состава вулканитов в пределах магматических циклов по разрезам вблизи магмоактивных зон и с выявлением сходства и различия эволюционных трендов траппов в различных регионах.

Специфика состава мантии в областях формирования трапповых магм. К настоящему времени наиболее полная информация получена о составе верхней мантии под океанами. В первую очередь это обусловлено тем, что здесь отсутствует сиалическая кора и базальтовый магматизм океанического дна характеризует мантийные процессы в "чистом виде". Расчет баланса вещества в разрезах океанической коры (см., например, [20]) показал также, что доминирующие толеиты спредингового типа (N-MORB) формируются из истощенной мантии [58] и именно поэтому в ассоциациях вулканитов нормальных участков спрединговых зон, преобладающих в мировой рифтовой системе, отсутствуют щелочные базальты [62]. Они появляются только в структурах "горячих точек" [63], иногда совмещающихся со спрединговыми зонами (P-MORB).

Имеющаяся достаточно обширная информация по составу континентальных покровных вулканитов [36] однозначно показывает, что при близком валовом составе толеитовых базальтов океанов и платформ (см. таблицу) последние, в том числе и низкокалиевые их разновидности [14], существенно обогащены всеми некогерентными элементами и характеризуются специфическими отношениями стабильных изотопов [8, 37, 39]. Эти данные позволяют сделать необходимый вывод о том, что по крайней мере в зонах магмообразования верхняя мантия под платформами отличается от мантии под океанами и является, так же как и базальты, обогащенной. При постулировании явлений конвекции в мантии такая особенность может объясняться нестационарностью магматизма платформ [2] и невозможностью максимального истощения мантийного субстрата при кратковременной магматической активности.

Сформулированные положения достаточно хорошо согласуются с наблюдаемым уменьшением щелочности платформенных базальтов по мере развития магматического процесса как в пределах циклов, так и от цикла к циклу [3]. Они также не противоречат модели мантийного диапиризма [7].

Причины магматической активности платформ. Геодинамические аспекты траппового магматизма определяются прежде всего его внутриплитовым характером. Поэтому, как и вообще для внутриплитового магматизма, рядом исследователей формирование покровных базальтов платформ связывается с существованием "горячих точек", объединяемых "горячими полями", над которыми проходят литосферные плиты при своем дрейфе [18, 48, 52]. Так, применительно к кайнозойским траппам Декана в рамках палеореконструкций рассматривается горячая точка Реюньон, находящаяся в настоящее время в Индийском океане, а для пермо-триасовых траппов Сибирской платформы предполагается влияние горячей точки Ян Майен в Северной Атлантике [52]. При привлекательности, на первый взгляд, гипотезы горячих точек, объясняющей причинность и специфику состава платформенного магматизма дополнительным поступлением некогерентных элементов из нижней обогашенной мантии, она имеет ряд противоречий, связанных с характером проявления траппового магматизма. Во-первых, не имеется возрастных трассеров горячих точек в пределах платформ. Например, в траппах Индийской платформы уменьшение возраста базальтов от мезозоя (траппы Раджмахала, 109-69 млн лет [32]) до кайнозоя (траппы Декана, 65-42 млн лет) наблюдается с востока на запад, а в пределах кайнозоя, т.е. в собственно деканских траппах, – с запада на восток [33]. На Сибирской платформе четкого возрастного разделения траппов пермо-триаса по регионам не наблюдается вообще. Во-вторых, трапповый магматизм в отличие от магматизма горячих точек океанов проявляется практически одновременно на огромных территориях, где литосфера является утолщенной, а кора наиболее консолидированной. Наконец, в-третьих, вспышки траппового магматизма отмечаются на платформах неоднократно, и каждый его импульс протекает в геологически короткое время. Все изложенное требует разработки альтернативных решений.

Перспективное, на наш взгляд, направление – анализ динамики дрейфа литосферных плит, в состав которых входят древние платформы, а также коллизионных событий, происходящих на их границах, синхронных с трапповым магматизмом или несколько его опережающих [55]. Эти события должны приводить к растрескиванию хрупкой коры платформ (отраженная активизация) с образованием рифтогенных структур и заложением пассивных мантийных диапиров [29], в пределах которых и формируются базальтовые выплавки. Такая концепция наиболее полно согласуется с главными особенностями траппового магматизма, а именно его кратковременностью, площадным распространением и большой интенсивностью.

### выводы

Приведенный весьма краткий анализ траппового магматизма двух типичных древних платформ позволяет сделать следующие основные выводы по затронутым проблемам. Рассмотрим их согласно логике развития процессов.

1. Трапповый магматизм отражает, вероятней всего, коллизионные события на границах литосферных плит, в состав которых входят древние платформы. Начало магматической активности определяется заложением рассеянных рифтогенных структур и формированием пассивных мантийных диапиров, которые отмирают с исчезновением растягивающих напряжений.

Рифтогенные структуры, через которые изливаются базальтовые расплавы, помимо геофизических данных дополнительно трассируются дайковыми сериями и наличием наиболее широкого по составу спектра пород.

2. Родоначальные трапповые магмы по составу отвечают, очевидно, полевошпатовым пикритам и могут различаться по щелочности. При одном и том же составе мантии это определяется либо мантийным метасоматозом на начальных этапах развития магматического процесса (модель Бейли), либо последовательным истощением некогерентными элементами зоны магмообразования (модель Гаста).

3. Образование всей совокупности наблюдаемых ассоциаций пород трапповых формаций контролируется процессами фракционирования родоначальных магм и только для наиболее кислых ее членов – риолитов – можно допустить заметную роль анатексиса корового материала.

Вполне естественно, что большинство из рассмотренных проблем не решены окончательно. Наиболее сложная из них связана с геодинамикой трапового магматизма. Можно полагать все же, что появляющиеся данные региональных и глобальных палеореконструкций в совокупности с результатами глубинной геофизики позволят в ближайшие годы найти подходы к решению этой проблемы.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Альмухамедов А.И. Некоторые черты докамерной дифференциации базальтовой магмы на примере сибирских траппов // Геология и геофизика. 1972. № 1. С. 43–52.
- Альмухамедов А.И. Взаимосвязь базальтового магматизма различной щелочности // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 49—57.
- Альмухамедов А.И., Золотухин В.В. Геохимическая стратиграфия базальтов северо-запада Сибирской платформы // Докл. АН СССР. – 1989. – Т. 306, № 4. – С. 963-967.
- Альмухамедов А.И., Золотухин В.В., Ложкин В.И., Гуничева Т.Н. О среднем составе базальтов северо-запада Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 5. С. 1205-1208.

- 5. Альмухамедов А.И., Золотухин В.В., Смирнова Б.В. и др. Редкоземельные элементы в утраппах древних платформ // Докл. АН СССР. – 1990. – Т. 309, № 4. – С. 969–973.
- Альмухамедов А.И., Кузьмин М.И., Богданов Ю.А., Сборщиков И.М. Вулканизм хребта Рейкьянис // Геология и геофизика. — 1986. — № 3. — С. 53—61.
- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. К геохимии начальных стадий базальтового вулканизма // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — С. 49—69.
- Альмухамедов А.И., Плюснин Г.С., Альмухамедов Е.А. и др. Геохимия редких элементов и Sr-изотопный состав траппов Сибирской платформы на примере разреза базальтовой толщи в Норильском районе // Методы изотопной геохимии. — М.: Наука, 1990. — (В печати).
- Бейли Д.К. Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм // Щелочные породы. - М.: Мир, 1976. - С. 169-184.
- 10. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:7500000 / Ред. П.В. Наливкин. М.: ВСЕГЕИ, 1966.
- Гринсон А.С. Строение верхней части литосферы севера приенисейской Сибири // Докл. АН СССР. - 1989. - Т. 304, № 2. - С. 408-411.
- Дмитриев Ю.И. Мезозойский трапповый вулканизм в центре и на периферии Тунгусской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1973. – № 10. – С. 58-67.
- Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С., Леонтьев Л.Н. Ассоциация щелочных базальтоидов базальтов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации // Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. – М.: Наука, 1965. – С. 5–90.
- Золотухин В.В., Альмухамедов А.И. О низкокалиевых базальтах из траппов Сибирской платформы и Декана // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 298, № 1. – С. 199–203.
- Зопотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А. Многообразие траппов и исходные магмы (на примере Сибирской платформы). -- Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. - 248 с.
- 16. Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы (особенности геологии, состава и генезиса пермо-триасовых эффузивов). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — 245 с.
- Зопотухин В.В., Лагута О.Н. О фракционировании магнезиальных базитовых расплавов и многообразии траппов на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. – 1985. – Т. 280, № 4. – С. 267–272.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. - 1983. - № 1. - С. 28-45.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород / Андреева Е.Д., Богатиков О.А., Борадаевская М.А. и др. – М.: Наука, 1981. – 160 с.
- Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - 200 с.
- 21. Леднева В.П., Порошин Е.Е. Петрохимическое районирование базальтов Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1981. – № 11. – С. 141–145.
- Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности / Золотухин В.В., Виленский А.М., Васильев Ю.Р. и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — 225 с.
- Масайтис В.Л. Петрология Аламджахской трапповой интрузии бассейна р. Вилюй. М.: ВСЕГЕИ, 1958. — 136 с.
- Межвилк А.А., Васильев Н.Н. К истории формирования эффузивных траппов Тунгусской синеклизы // Петрология траппов Сибирской платформы. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1967. — С. 67—78.
- Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И. Геохимия дифференцированных траппов (Сибирская платформа). – М.: Наука, 1973. – 198 с.
- Опейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. – 264 с.
- Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы / Золотухин В.В., Виленский А.М., Немененок Т.И. и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. – 287 с.
- Петропогия Талнахской рудоносной дифференцированной трапловой интрузии / Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А., — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. — 436 с.
- Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направление эволюции континентальных рифтов // 27-й Международный геологический конгресс: Докл. М.: Ин-т литосферы АН СССР, 1984. — Т. V: Тектоника. — С. 78—109.
- Садовников Г.Н. Корреляция и возраст вулканогенных образований Тунгусского бассейна, северного Прианабарья и Таймыра // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1981. – № 9. – С. 49-63.

- Федоренко В.А. Петрохимические серии эффузивных пород Норильского района // Геология и геофизика. – 1981. – № 6. – С. 78-88.
- Alexander P.O. Age and diration of Deccan volcanism: K-Ar evidence // Deccan volcanism and related basalt provinces in other parts of the World. - Memoir Geol. Soc. India. - 1981. - N° 3. -P. 244-258.
- Alexander P.O. Stratigraphy of the Deccan Traps: a reconsideration key note address // Symposium on Paleocene of India: Limits and subdivisions Birbal Sahni Institute of paleobotany. -Lucknow, 1986. - P. 1-2.
- Basaltic volcanism on the terrestrial planets / Ed. W.M. Kaula et al. N.Y. et al.: Pergamon Press, 1981. - 1286 p.
- Beane J.E., Turner C.A., Hooper P.R. et al. Stratigraphy, composition and form of the Deccan basalts, Western Ghats, India // Bull. Volcanol. - 1986. - V. 48, N° 1. - P. 61-83.
- Continental Flood Basalts / Ed. J.D. Macdougall. Dordrecht et al.: Cluwer Academic Publichers, 1988. - 341 p.
- 37. Cox K.G., Hawkesworth C.J. Geochemical Stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes // Journ. Petrol. – 1985. – V. 26, N° 2. – P. 355-377.
- Deccan volcanism and related basalt provinces in other parts of the World / Ed. K.V. Subbarao, R.N. Sukheswala. - Bangalore: Geol. Soc. India, memoir N° 3, 1981. - 480 p.
- De Paolo D.Y., Wasserburg G.I. Neodimium isotopes in flood basalts from Siberian platform and inference about their mantle sources // Proc. National Acad. Sci. USA. - 1979. - V. 76, N° 7. -P. 3056-3060.
- Divakara Rao V., Venkatanarayana B., Prakast V. Petrochemical al studies on trap rocks around Taugur, Andhra Pradesh, India // Bull. Volcanol. - 1972. - V. 35, N° 4. - P. 1094-1109.
- Gast P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1968. - V. 32, N° 10. - P. 1057-1068.
- Ghose N.C. Chemical characteristics of the some basaltic rocks of India // Bull. Volcanol. -1972. - V. 35, N° 4. - P. 1022-1036.
- Konda T. Regional petrology of the Deccan volcanic province // India. Miner. 1985. Sukheswala volume. - P. 75-91.
- Krishnamurthy P., Cox K.G. Picrite basalts and related lavas from Western India // Contrib. Mineral. Petrol. - 1977. - V. 62, N° 1. - P. 53-75.
- 45. Krishnamurthy P., Udas G.R. Regional geochemical characters of the Deccan trap lavas and thier implications // Deccan volcanism and related basalt provinces in other parts of the World / Ed. K.V.Subbarao, R.N. Sukheswala. – Bangalore: Geol. Soc. India, memoir N° 3, 1981. – P. 394-418.
- 46. Lihtfoot P.C., Hawresworth C.J., Sethna S.F. Petrogenesis of rhyolites and trachytes from the Deccan Trap: Sr, Nd and Pb isotope and trace element evidence // Contrib. Mineral. Petrol. – 1987. – V. 95, N° 1. – P. 44–54.
- Macdonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian Iavas // Journ. Petrol. 1964. -V. 5, N° 1. - P. 82-133.
- Macdougall J.D. Continental flood basalts and MORB: a brief discussion of similarites and differences in their petrogenesis // Continental Flood Basalts. - Dordrecht et al.: Cluwer Academic Publichers, 1988. - P. 331-341.
- Mahoney J.J. Deccan Traps // Continental Flood Basalts. Dordrecht et al.: Cluwer Academic Publishers, 1988. - P. 151-194.
- Mahoney J.J., Macdougail J.D., Lugmair G.W. et al. Origin of contemporaneous tholeiitic and K-rich alcalic lavas: a case study from the northern Deccan Platean, India // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1985. - V. 72, N° 1. - P. 39-53.
- Mahoney J., Macdougall J.D., Lugmair G.W. et al. Origin of the Deccan Trap flows at Mahabaleshwar in ferred from Nd and Sr isotopic and chemical evidence // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1982. - V. 6, N° 1. - P. 47-60.
- Morgan W.J. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian oceans // The Sea. -N.Y.: Wiley Publishers, 1981. - N° 7. - P. 443-487.
- 53. Najafi S.J., Cox K.G., Sukheswala R.N. Geology and geochemistry of the basalts flows (Deccan Traps) of the Mahad Mahabaleshwar section, India // Deccan volcanism and related basalt provinces in other parts of the World / Ed. K.V. Subbarao, R.N. Sukheswala. Bangalore: Geol. Soc. India, memoir N° 3, 1981. P. 300-315.
- Pallister J.S., Hopson C.A. Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layeriug, and model of a spreading ridge magma chamber // Journ. Geophys. Res. - 1981. - V. 86, N° B4. - P. 493-500.
- 55. Pandey O.O., Negi J.G. The Deccan traps revisited // Episodes. 1988. V. 11, N° 1. P. 39.
- 56. Paul D.K., Kresten P., Ray Barman T. et al. Geochemical and petrological relations in some Deccan basalts, Western Maharashtra, India // Journ. Volcanol. and Geotherm. Res. - 1984. -V. 21, N° 1-2. - P. 165-176.

- Raja Rao C.S., Sahasrabudhe Y.S., Deshmukh S.S., Raman R. Distribution, structure and petrography of the Deccan Trap, India. - Calcutta: Geol. Surv. India Publ., 1978. - 43 p.
- Ringwood A.E. Composition and petrology of the Earth's mantle. N.Y.: McGraw Hill, 1975. -584 p.
- Sethna S.F., Battiwala H.K. Major element geochemistry of the intermediate and acidic rocks associated with the Deccan trap basalts // Proc. 3-rd Indian Geol. Congr. - Poona, 1980. -P. 281-294.
- Sreenivasa Rao M., Ramasubba Reddy N., Subbarao K.V. et al. Chemical and magnetic stratigraphy of parts of Narmada region, Deccan basalt province // Journ. Geol. Soc. India. - 1985. -V. 26, N° 9. - P. 617-639.
- Viswanathan S., Krishnamoorthi K., Shanmugam K. Petrography and petrochemistry of the basalt sequences around Mahape, Mumbra and Kalnan, Maharashtra, India // Bull. Volcanol. - 1972. -V. 35, N° 4. - P. 1110-1128.
- Wedepohl K.H. Tholeiitic basalts from speading ocean ridges. The growth of the oceanic crust // Naturwissenschaften. - 1981. - Bd 68, H. 3. - S. 110-119.
- Wilson J.T. Submarine fracture zones, aseismic ridges and the International Council of Scientific Unions line: proposed Western margin of the East Pacific ridge // Nature. - 1965. - V. 207, N° 5000. - P. 907-911.
- Zolotukhin V.V., Al'mukhamedov A.I. Traps of the Siberian Platform // Continental Flood Basalts. - Dordrecht et al.: Cluwer Academic Publichers, 1988. - P. 273-310.

# THE MAIN PROBLEMS OF THE TRAPPEAN MAGMATISM USING SIBERIA AND DECCAN AS THE EXAMPLES. A.I. AL'MUKHAMEDOV, V.V. ZOLOTUKHIN

Considered are the main problems of plate-basalt magmatism by comparing the occurrence, interaction and mineral composition of Permian-Triassic traps of Siberia and Cenozoic traps of Deccan. The trappean magmatism was assumed to reflect the collision events an the boundaries of lithosphere plates envolving the oldest platforms. The beginning of the magmatic activity can be determined by a formation of scattered riftogenic structures and passive mantle diapirs, which die with the disappearance of expending stresses. Simultaneously primary trap magmas appearing from a relatively enriched mantle correspond to feldspar picrites and can differ in alkalinity. The formation of all the studied rock associations is controlled by the fractionation of primary magmas and an essential role of anatexis of a crust material may be assumed only for rhyolites, the most acid members of the association.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Не повторяя выводов по каждому из разделов книги, помимо этого отметим следующие масштабные черты сходства и различия сопоставляемых траппов.

1. Подтверждается, что, хотя среди пермо-триасовых интрузивных и эффузивных траппов Сибирской платформы и третичных лав Декана наибольшее распространение имеют толеитовые базальты и долериты, субщелочные траппы также достаточно развиты. И там, и там в ограниченном количестве проявляются магнезиальные базальты (до пикритов), а также кислые и щелочные породы в тесной связи с проявлением нормальных и субщелочных траппов. Достаточно широко развиты в обоих регионах специфические так называемые низкокалиевые базальты. По сравнению с толеитами MORB толеиты Сибирской платформы и Декана, даже низкокалиевые, существенно обогащены некогерентными элементами и сопоставимы с базальтами других типов внутриплитового вулканизма.

2. К крупным отличиям относятся разные масштабы проявления интрузивных траппов - малые в Индии и очень большие на Сибирской платформе. Соответственно различаются они и в металлогеническом аспекте – от полностью безрудных траппов в Индии до образующих несколько типов месторождений, связанных с траппами, - на Сибирской платформе. Обращает на себя внимание несравненно большее развитие, в связи с траппами, кислых эффузивов в Индии, чем на Сибирской платформе. Существенны отличия траппов по соотношению <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (больше в сибирских). Особенностью различия в средних составах является, как известно (В.А. Кутолин, 1969 г.), большая щелочность, титанистость и кремнеземистость траппов Декана по сравнению с траппами Сибири, которые являются заметно более магнезиальными и известковистыми. Фиксируемые различия в составе главных породообразующих минералов связаны, очевидно, прежде всего с изменением порядка выделения некоторых из них там и там, определяемого щелочностью и условиями кристаллизации расплавов.

3. Основными проблемами остаются: 1) состав исходной материнской магмы для всего многообразия траппов; 2) характер связи толеитовых, субщелочных и щелочных пород; 3) причины кратковременных, но масштабных вспышек траппового магматизма.

Наметившиеся ответы на них со стороны части авторов этой книги следующие: 1) пикритовый или близкий к нему магнезиально-базитовый, 2) генетический, ибо определялся подщелачиванием исходных толеитовых расплавов мантийными флюидами в рифтогенных структурах, 3) динамические напряжения на границах литосферных плит, фиксируемых по существенно одновременным с траппами складчатым системам.

4. Для окончательного решения важных проблем, упомянутых выше, а также ряда других, о которых ведут речь авторы, необходимо еще более интенсивное продолжение индо-советских исследований по сопоставлению траппов Декана и Сибири в будущем.

В.В. Золотухин, А.И. Альмухамедов

## СОДЕРЖАНИЕ

Пред	цисловие	5
Ι.	Траппы Сибирской платформы	7
	Базальты Сибирской платформы: условия проявления, вещественный состав, меха-	
	низм образования. Золотухин В.В., Альмухамедов А.И	-
	Эволюция состава интрузивного базитового магматизма Сибирской платформы во	
	времени. Олейников Б.В., Томшин М.Д	39
	Позднепалеозойско-раннемезозойские интрузивные траппы Сибирской платформы.	
	Феоктистов Г.Д	63
	Металлогения траппов Сибирской платформы. Дюжиков О.А	73
II.	Траппы Декана	97
	Сравнение геохимических характеристик базальтов деканских траппов из Западных	
	Гат вблизи Игатпури и восточных обнажений вблизи Нагпура и их петрогенети-	
	ческое значение. Сетна С.Ф., Сетна Б.С.	-
	Медь в базальтах Декана. Александер П.О.	108
III.	Сравнительная геология и геохимия траппов	117
	Геология и петрохимия траппов Сибири и Декана. Феоктистов Г.Д.	
	Особенности составов главных породообразующих минералов траппов Декана и	
	Сибири (сравнительный аспект). Золотухия В.В., Альмухамедов А.И., Тка-	
	ченко Н.А.	140
	Особенности состава и генезис ассоциаций основных и щелочно-кремнекислых маг-	
	матитов Сибирской и Индостанской платформ. Королева О.В	177
	Основные проблемы траппового магматизма на примере Сибири и Декана. Альму-	
	хамедов А.И., Золотухин В.В.	196
Зак:	лючение	213

## CONTENTS

Pref	lace	5
Ι.	Traps of the Siberian platform	7
	Basalts of the Siberian platform: occurrence, composition, mechanism of formation.	
	V.V. Zolotukhin, A.I. Al'mukhamedov	-
	Temporal evolution of intrusive basic magmatism of the Siberian platform. B.V. Oleini-	
	kov, M.D. Tomshin	39
	Late paleozoic early mezozoic intrusive traps of the Siberian platform. G.D. Feoktis-	
	tov	63
	Metallogeny of the Siberian platform traps. O.A. Dyuzhikov	73
II.	The Deccan traps	97
	Comparison of geochemical characteristics of Deccan trap basalts from Western Chats near	
	Igatpuri and those from the eastern outcrop near Nagpur and their petrogenetic	
	significance. S.F. Sethna, B.S. Sethna	~
	Copper in Deccan basalt. P.O. Alexander	108
111.	Comparative Geology and geochemistry of the traps	117
	Geology and petrochemistry of the traps of Siberia and Deccan. G.D. Feoktistov	-
	The peculiarities of the main rock-forming minerals composition of Deccan and Siberia	
	traps (a comparison). V.V. Zolotukhin, A.I. Al'mukhamedov, N.A. Tkachenko	140
	Compositional features and genesis of basic and intermediate magmatic rock associations	
	in the Siberian and Hindustan platforms. O.V. Koroleva	177
	The main problems of the trappean magmatism using Siberia and Deccan as the examples.	
	A.I. Al'mukhamedov, V.V. Zolotukhin	196
Con	clusion	213

Научное издание

### ТРАППЫ СИБИРИ И ДЕКАНА: черты сходства и различия

Редактор издательства Е.С. Иванова Художественный редактор М.Ф. Глазырина Художник Н.А. Пискун Технический редактор Н.М. Остроумова

### ИБ Nº 42750

Сдано в набор 25.02.91. Подписано к печати 24.05.91. Формат 70х100 1/16. Бумага тип № 2. Гарнитура Тиде. Офсетная печать. Усл. печ. л. 17,6. Усл. кр.-отг. 17,9. Уч.-изд. л. 16,6. Тираж 650 экз. Заказ № 479. Цена 3 р. 60 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука", Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.