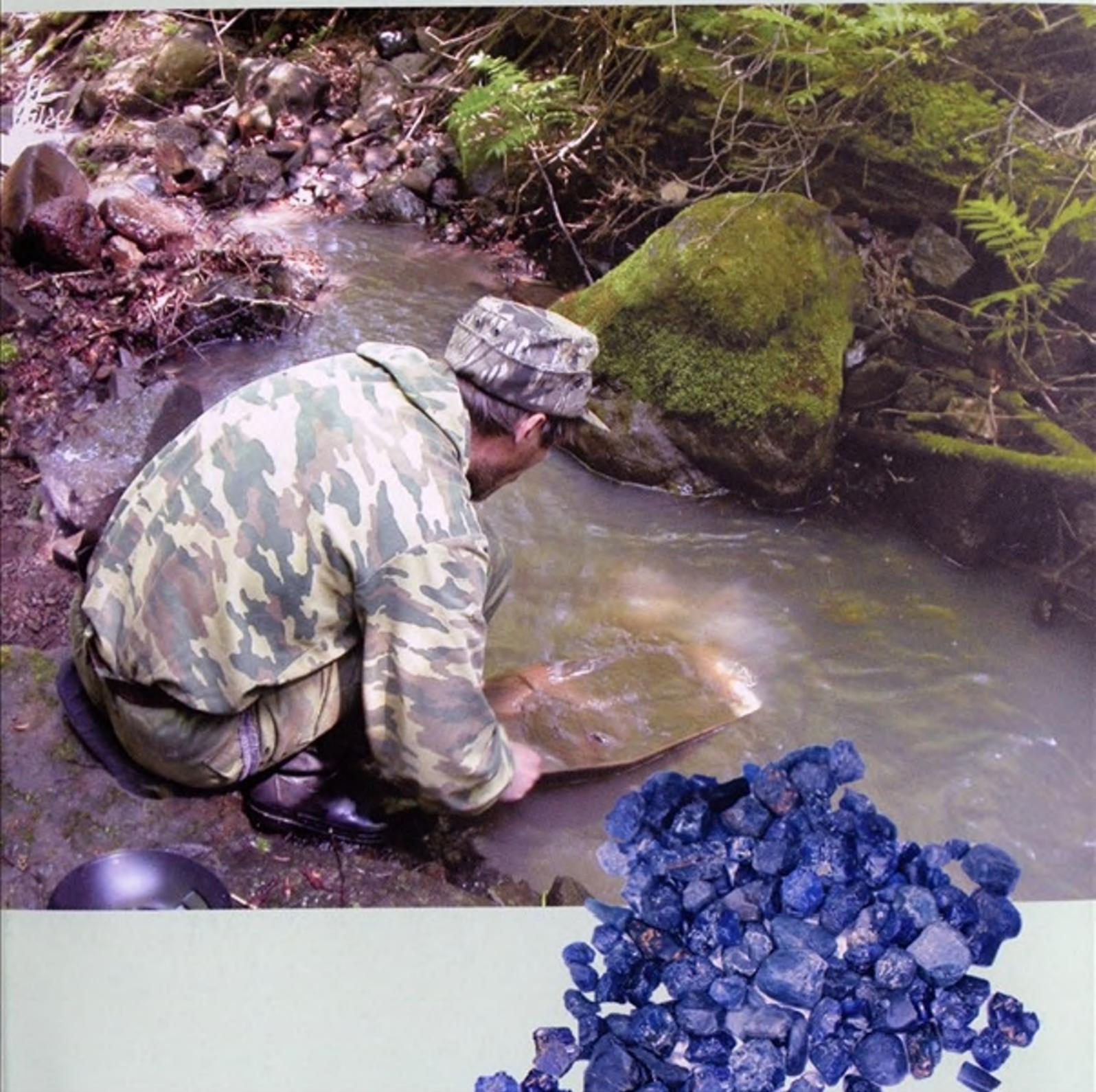


САПФИРЫ ПРИМОРЬЯ

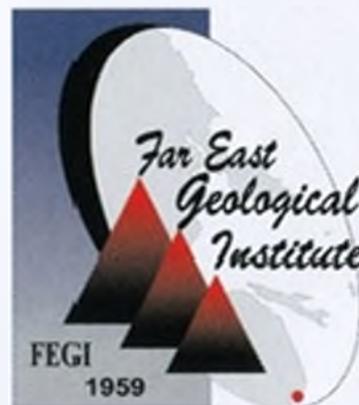


**RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EASTERN BRANCH
FAR EASTERN GEOLOGICAL INSTITUTE**

S. V. VYSOTSKY, A. V. BARKAR

SAPPHIRES OF THE PRIMORSKY REGION:

**GEOLOGY, MINERAL ASSOCIATIONS
AND GENESIS**



Vladivostok
Dalnauka

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

С.В. ВЫСОЦКИЙ, А.В. БАРКАР

САПФИРЫ ПРИМОРЬЯ:

ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЕ
АССОЦИАЦИИ И ГЕНЕЗИС



Владивосток
Дальнаука

УДК 553.068.5: 549.517.1: 549.514.81(571.63)

Высоцкий С.В., Баркар А.В. Сапфиры Приморья: геология, минеральные ассоциации и генезис. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 112 с. ISBN 5-8044-0662-0.

В книге приводятся новые данные по геологии, условиям залегания и минералогии специфических россыпных месторождений и рудопроявлений сапфиров Приморья. Описаны сопутствующие сапфирам минералы, выделена индикаторная ассоциация мегакристов, указывающая на присутствие корундов в россыпях. Приводятся данные по химическому составу минералов и материнских базальтов. Даны рекомендации по поискам сапфиров. Впервые описано строение мегакристов корунда на наноуровне (10^7 – 10^9 м). Показано, что природные минералы состоят из совокупности нанокристаллов (кластеров), размер которых колеблется в пределах 20–100 нм. Нанокристаллы плотно упакованы в регулярные слои, так что любые дефекты этой упаковки отражаются на физических свойствах мегакристалла. Геологически и минералогически месторождения и рудопроявления сапфиров Приморья аналогичны многочисленным месторождениям, расположенным на окраине Тихого океана в Австралии и Юго-Восточной Азии. Это свидетельствует, что Приморье является северным продолжением Австралийско-Азиатского сапфириноносного пояса и имеет большие перспективы по запасам драгоценных камней.

Для геологов, минералогов, студентов и любителей камня.

Ил. 80, табл. 16, библи. 131.

Vysotskiy S.V., Barkar A.V. Sapphires of the Primorsky region: geology, mineral associations and genesis. – Vladivostok: Dalnauka, 2006. – 112 p. ISBN 5-8044-0662-0.

New data on geology, occurrence and mineralogy of the sapphire placer deposits in the Primorsky region are given in the book. Besides, mineral associated with sapphire are described. A specific mineral association that indicates the presence of corundum in the placers is recognized. Data for the chemical composition of minerals and parent basalts are also given as well as recommendations for search of sapphires. For the first time, the corundum megacryst structure is described at a scale of 10^7 - 10^9 m. Sapphire nanostructures are shown in the accompanying photos. The naturally occurring minerals are demonstrated to consist of clustered nanocrysts varying in size between 20 and 100 nm (~200-1000 Å). The nanocrysts are close-packed within the regular layers so that any defect of the package reflects on the physical properties of the megacrystals. Geological and mineralogical characteristics of the sapphire deposits in the Primorsky region are similar to those rich sapphire deposits located along the Pacific Ocean margin of Australia and South-East Asia. This suggests that the Primorsky region to be the northern extension of the Australian-Asian sapphire-bearing belt and is very promising for the gemstones.

This book will be of interest to specialists in geology and mineralogy as well as to students and stone amateurs.

Ill. 80, tabl. 16, bibl. 131.

Ответственный редактор д. г.-м. н. С.А. Щека

Рецензент к. г.-м. н. С.О. Максимов

Утверждено к печати Ученым советом ДВГИ ДВО РАН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Речь в этой книге пойдет о сапфирах, в первую очередь – о сапфирах Приморья и о том, где и как их можно найти и как они образовались. Первые находки благородных корундов, совместно с алмазами, на территории Приморского края были сделаны, вероятно, еще в начале прошлого века, однако имя автора открытия стерли события конца тридцатых годов. Единственное упоминание об этом можно найти в статье Ф.В. Каминского с соавторами, вышедшей в Докладах АН СССР в 1978 г.⁶ и посвященной новым находкам алмазов.

Новый толчок исследованиям сапфиров в Приморье дали находки благородных корундов в золотоносных песках аллювия р. Кедровка во второй половине 80-х годов XX столетия. Рассказывают, что сапфиры изначально были найдены ... в аквариуме у одного из старателей Приморского прииска, который считал их осколками цветного стекла. Однако более достоверна версия, что первым ими заинтересовался геолог Приморской поисково-съёмочной экспедиции И.Ф. Федчин, который обнаружил сапфиры в тяжелом шлихе, оставшемся после съема золота старателями Приморского прииска. Камни были направлены для анализа в лаборатории Приморского геологического управления и показаны специалистам Дальневосточного геологического института. В результате в долине р. Кедровка геологами Партии прогнозов Приморской поисково-съёмочной экспедиции под руководством А.Ф. Жигулы в 1987–1989 гг. были проведены поисково-оценочные работы на сапфиры. Тогда же долину р. Кедровка посетили сотрудники ДВГИ С.А. Щека и А.А. Вржосек, давшие описание сапфиров в закрытом отчете за 1989 г. по программе ГКНТ СССР «Рациональное использование минерального сырья». В 1992 г. вышла статья С.В. Есинна и Ю.В. Перетясько в журнале «Геология и геофизика», посвященная выяснению коренных источников цирконов и корундов из россыпи р. Кедровка. Эти работы фиксируют начальный этап интенсивных исследований сапфириноносности Приморья, отмеченный несколькими отчетами и статьями в научных журналах.

Мы занялись изучением проблемы сапфиров Приморья в 2000 г. в связи с разработкой целевой программы «Создание в Приморском крае РФ новой отрасли, связанной с разработкой месторождений драгоценных камней, их огранкой и изготовлением ювелирных изделий». В разные годы работы проводились по планам НИР ДВГИ, а также при поддержке РФФИ, администрации Приморского края и ДВО РАН (гранты № 01-05-96913-р2001приморье, № 03-3-Е-08-006, № 05-3-А-08-023, № 06-III-А-08-313). Результаты были опубликованы в серии статей, однако формат журнальной статьи не позволяет предоставить весь имеющийся материал. Поскольку исследования продолжаются, появилась необходимость подвести определенный итог и суммировать накопившиеся данные.

Авторы благодарны коллегам, способствовавшим появлению этой книги: научному руководителю проекта «Сапфиры Приморья» А.И. Ханчуку и ответственному редактору С.А. Щеке. Мы особенно благодарны постоянно-му соратнику по полевым и лабораторным исследованиям В.П. Нечаеву, а также М.В. Мокроусову, А.В. Гребенникову, В.Н. Филатову, С. Ю. Жарченко, помогавшим во время полевых работ. Н.А. Васильцова, Ю.А. Лебедев и Н.П. Гулай обрабатывали шлиховые пробы, а В.И. Сапин и Н.И. Екимова проводили анализы состава минералов. Благодаря работам В.А Радченко и В.А. Куриленко можно оценить красоту ограненных камней, фотографии которых представлены в этой книге. Большую помощь обсуждениями и консультациями оказали Л.П. Плюснина, О.В. Авченко, С.О. Максимов, А.А. Вржосек. Всем им мы глубоко признательны.

ВВЕДЕНИЕ

Сапфир, так же как и рубин, это цветная разновидность минерала, известного специалистам под названием *корунд*. По химическому составу корунд представляет собой окись алюминия – Al_2O_3 . Чистый корунд бесцветен. Своей цветовой гаммой он обязан элементам-примесям – хрому, железу, титану, ванадию и пр. Небольшая примесь хрома превращает бесцветный корунд в алый рубин, а железо и титан в большинстве случаев ответственны за всю остальную расцветку сапфиров. Одновременная примесь железа и хрома приводит к появлению александритового эффекта (т. е. изменения цвета камня в зависимости от характера освещения) в природных сапфирах.

Считается, что термин корунд происходит от санскритского слова *kuṛuvinda*, что означает «рубин». Этим словом обозначали камень, который впервые попал в Европу из Индии. Современное название «сапфир», вероятно, произошло от греческого *σαπφειρος* (латинская форма – *sappheiros*), что означает «синий». Сходное слово существовало в древнееврейском и персидском языках, но оно не является семитским по происхождению. Возможно, что первичным источником его был санскрит.

В древности на Руси благородный корунд называли яхонтом: рубин – «яхонт червленый», а сапфир – «яхонт лазоревый». Несмотря на то что в названии заложен только один из многочисленных оттенков, цветовая гамма сапфиров поражает своим разнообразием: фиолетовый, пурпурно-голубой, зеленый, желтый, бесцветный, оранжевый, розово-оранжевый и пр. Наилучшим оттенком сапфира считается васильково-синий. Нередко окраска сапфиров распределяется неравномерно: в одном камне можно наблюдать два-три оттенка и даже разные цвета.

К дорогим ювелирным камням относят также непрозрачные звездчатые сапфиры, в которых после обработки в виде кабошона выявляется 3-, 6- или 12-лучевая звезда, скользящая по поверхности камня при его повороте. Разности с расплывчатым изображением лучей называют жирозоль. Это свойство (астеризм) обусловлено микровключениями полых трубчатых каналов, заполненных гидроокислами железа и ориентированных по определенным кристаллографическим направлениям, пересекающимся под углом $120^\circ/60^\circ$, либо наличием тонких иголок рутила, ориентированных в кристалле в этих же направлениях. В первом случае звезда имеет золотисто-желтый цвет, во втором – молочно-белый.

Ювелирные корунды имеют различное происхождение. Их коренные месторождения связаны с пегматитами, лампрофирами, плагиоклазитами, мраморами или силикатными эндоскарнами (Киевленко и др., 1982). Однако одним из наиболее важных типов в промышленном отношении являются россыпные, остаточные и коренные месторождения, пространственно связанные с кайнозойскими щелочными базальтами (Oakes et al., 1996;

ЧАСТЬ I

ГЕОЛОГИЯ САПФИРОНОСНЫХ РАЙОНОВ

Во многих районах мира в кайнозойских отложениях волотоков, дренирующих палеозойские и мезозойские складчатые пояса, содержатся месторождения корундов и цирконов, используемых в ювелирной промышленности (Киевченко и др., 1982; Hughes, 1996; Simandl, Paradis, 1999; и др.). Наибольшее количество россыпей этого ювелирного сырья известно и разрабатывается в регионах с тропическим и субтропическим климатом, благоприятным для высвобождения указанных, исключительно стойких к выветриванию, минералов из коренных источников. Уже давно подмечено, что многие россыпи ювелирных корундов и цирконов пространственно приурочены к районам концентрации кайнозойских вулканических и гипабиссальных интрузивных пород, среди которых преобладают базальтоиды (Guo et al., 1996a; Sutherland et al., 1998; Sutherland, Graham, 2003; и др.). Находки крупных кристаллов цирконов и особенно корундов в самих базальтах редки (Guo et al., 1996a; Sutherland, Fanning, 2001). Однако связь этих минералов с постскладчатыми изверженными породами в большинстве случаев не вызывает сомнений:

1. Почти повсеместно с аллювиальными россыпями корундов и цирконов соседствуют их месторождения в кайнозойской пирокластике и реже – субвулканических телах щелочных базальтов, лампрофиров, нефелинитов, базанитов и фонолитов (Hughes, 1996; Sutherland et al., 1998; Simandl, Paradis, 1999; и др.). Кроме повышенной щелочности общим признаком магм, несущих мегакристаллы указанных минералов, может быть признана их обогащенность летучими, что подтверждается включениями CO_2 , H_2O (до 7 %) и галоидных солей в минералах (Irving, 1986; Sutherland et al., 1998), «флюидной» ассоциацией включений в корунде, а также скоплениями корундов и цирконов в пирокластике. Например, в районе Новой Англии (Восточная Австралия) геолого-геофизическими исследованиями прослежено широкое распространение сапфиросной пирокластике в основании разрезов третичных вулканитов (Guo et al., 1996b).

2. U-Pb датировки цирконов из включений в обломочных корундах Восточной Австралии (36 и 34 млн лет) соответствуют радиометрическим датировкам вулканитов питающей провинции, тогда как другие распространенные в регионе изверженные породы (Coenraads et al., 1990; Sutherland, Fanning, 2001) и обломочные цирконы (Sircombe, 2000) имеют другой (домеловой) возраст.

3. Корунды из россыпей, пирокластике и эффузивов идентичны по размеру, цвету, содержаниям микроэлементов, а также формам кристаллов (Coenraads, 1992; Guo et al., 1996b; Hughes, 1996; Sutherland et al., 1998; Simandl, Paradis, 1999; Sutherland, Fanning, 2001). По всем этим призна-

size and favorable energy form similar oriented individual crystals, which later join into a continuous film (layer). Over mix and jointing of individual crystals this film may break into portions possibly due to defects. Then the layer (or a new mineral) is formed next. Self-assembly of nanocrystals into macrocrystals is based on weak adhesion of the former.

ЛИТЕРАТУРА

Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геотермометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.

Агафонов Л.В., Намерай Т., Ахамсурэн Ж., Пальчик Н.А. Ассоциация корунда, циркона и плагиоклаза в щелочных базальтоидах Шаварын - Царама (МНР) // Геология и геофизика. 1990. № 9.

Ананьев С.А., Ананьева Т.А., Гараши В.К., Кудрявцева Г.П. Благородные корунды и цирконы из россыпей Приморья // Записки Всероссийского минералогического общества. 1998. № 4. С. 120–124.

Асхабов А.М. Кватарон-кластерный механизм роста кристаллов // Сыктывкарский минералогический сборник. 1999. № 28. С. 5–17.

Баркар А.В., Гулай Н.П., Екимова Н.И., Москаленко Е.Ю. Минералогия сапфиросных россыпей Приморья в связи с проблемой коренного источника сапфиров // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан, 2003. Т. 3. С. 259–262.

Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 338 с.

Бульенков Н.А., Талис А.Л., Самойлович М.И., Миронов М.И. Тонкие алмазные пленки как объект модулярного подхода // Тонкие пленки в электронике: материалы VII Международного симпозиума. Йошкар-Ола, 1996. С. 5–17.

Волянюк Н.Я., Семенова В.Г., Лахно Т.А. Включение плагиоклазово-корундовой породы – плюмазита из базальтов Тункинской впадины // Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1974. С. 5–11.

Воробьев Ю.К. Закономерности роста и эволюции кристаллов минералов. М.: Наука, 1990. 184 с.

Белоусов В.В., Герасимовский В.И. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 3. 288 с.

Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. 504 с.

Высоцкий С.В., Оковитый В.Н. Офиолиты северного Приморья: петрология ультрабазит-габбровой ассоциации // Тихоокеанская геология. 1990. № 5. С. 76–87.

Высоцкий С.В., Щека С.А., Баркар А.В., Нечаев В.П. Приморье – фрагмент Восточно-Азиатского сапфиросного пояса? // Вестник ДВО РАН. 2003. № 6. С. 57–66.

Высоцкий С.В., Щека Г.Г., Лимани Б. Первая находка платиноидов в золото-сапфиросной россыпи р. Кедровка (бассейн р. Большая Уссурка, Приморье) // Докл. РАН. 2002а. Т. 387, № 1. С. 80–84.

Высоцкий С.В., Щека С.А., Нечаев В.П., Сорока В.П., Баркар А.В., Ханчук А.И. Первая находка сапфиров в кайнозойских щелочно-базальтовых вулканах Приморья // Докл. РАН. 2002б. Т. 387, № 6. С. 806–810.

Галиулин Р.В. Геометрическая теория кристаллообразования // Кристаллография. 1998. Т. 43, № 2. С. 366–374.

Геологическая карта Приморского края масштаба 1:500000 / ред. Бажанов В.А., Олейник Ю.Н. Приморское производственное геологическое объединение. Владивосток, 1988.

Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. 356 с.; Т. 2. 327 с.; 1979, Т. 3. 402 с.

Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: автореф. дис... доктора геол.-мин. наук. М., 2004. 62 с.

Голозубов В.В., Амельченко Г.Л., Ли, Донг-У, Волюнец Е.Б., Маркевич В.С. История формирования Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Северо-Западное Приморье) // Геотектоника. 2002. № 3. С. 53–65.

Государственная геологическая карта Приморского края Российской Федерации масштаба 1:500000 / Л.Ф. Назаренко, М.Д. Рязанцева. ФГУГП «Приморская поисково-съёмочная экспедиция». Владивосток, 2003.

Денискина Н.Д., Калинин Д.В., Казанцева Л.К. Благородные опалы. Новосибирск: Наука, 1987. 183 с.

Денисов Е.П. О возрасте покровных базальтов Южного Приморья // Докл. АН СССР. 1961. Т. 136, № 1. С. 167–168.

Денисов Е.П. Сложные гипербазитовые включения в щелочных базальтоидах и проблема состава верхней мантии // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 1. С. 919–922.

Денисов Е.П. Петрологические аспекты состава верхней части мантии и происхождения щелочных базальтов // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм: тез. докл. Новосибирск: Наука, 1980. С. 141–142.

Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.

Есин С.В., Перетягько Ю.В. Идентификация коренных источников цирконов и корундов из кайнозойских рыхлых отложений Центрального Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 93–102.

Есин С.В., Сафонова И.Ю., Майорова О.Н. Характеристика окисных минералов и окислительно-восстановительных условий формирования кайнозойских известково-щелочной и щелочно-базальтовой серий вулканитов Восточного Сихотэ-Алиня // Минералогические аспекты петро- и рудогенезиса. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990.

Зарайский Г.П., Балашов В.И. Механизмы транспорта гидротермальных растворов // Геологический журнал. 1983. Т. 43, № 2. С. 38–49.

Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 342 с.

Зотова Т.К. Цветные камни вулканогенных формаций Еврейской автономной области // Региональные проблемы. Биробиджан: ИКАРП ДВО РАН, 2005. № 6–7. С. 46–49.

Иванова В.Л. Вострецовская группа вулканов оливиновых базальтов // Магматические комплексы Дальнего Востока и их рудоносность: тез. докл. Хабаровск, 1981. Ч. 2. С. 61–62.

Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 279 с.

Коваленко С.В., Ханчук А.И. Первая находка глаукофановых сланцев в Сихотэ-Алине // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 3. С. 692–694.

Козодаев Д. [Dmitry Kozodaev]. NT-MDT, www.ntmdt.ru

Коржинский М.А., Ткаченко С.И., Бочарников Р.Е., Шмулович К.И. Магматическая дегазация и минералообразование на вулкане Кудрявый (остров Итуруп, Курильские острова) // Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. 1998. С. 143–168.

Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Поднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент-океан // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 212–231.

Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Препр. В 3-х ч.. Ч. 1. Стратиграфия. 66 с. Ч. 2. Интрузивные образования. 28 с. Ч. 3. Основные черты тектоники и история развития. 60 с. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987.

Ноздрачев Е.А. Петролого-геохимическая эволюция кайнозойского базальтоидного вулканизма Приморья в связи с проблемой его сапфиричности: автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2004. 24 с.

Одариченко Э.Г. Включения в корундах месторождения Незаметное (Приморский край) // Тр. IX Международной конференции по термобарогеохимии. 10–14 сентября. Александров: ВНИИСИМС, 2001. С. 97–111.

Одариченко Э.Г., Лапина М.И. Генетические аспекты корундовой минерализации (россыпное месторождение Незаметное, Приморский край) // Материалы III Международного минералогического семинара «Новые идеи и концепции в минералогии», 19–21 июня / Коми научный центр УрО РАН, Институт геологии. Сыктывкар, 2002. С. 213–215.

Рёгер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Наука, 1987.

Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 136 с.

Самотин Н.Д. Морфология, сростки и механизмы роста кристаллов алмаза на разных стадиях образования из газовой фазы // Геохимия. 2004. № 2. С. 173–185.

Сахно В.Г., Денисов Е.П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока // Известия АН СССР. Сер. геол. 1963. № 8. С. 43–54.

Симащенко В.П., Говоров И.Н., Хетчиков Л.Н., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С. Меловые гранитоиды центрального Сихотэ-Алиня: интрузив-

ные комплексы и серии, их геодинамическая позиция и происхождение // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 70–87.

Турова Н.Я. Справочные таблицы по неорганической химии. Л.: Химия, 1976. 115 с.

У Вэй Синь. Лечение минералами. СПб.: Нева, 2004. 160 с.

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации как геодинамический процесс, определивший структуру Тихоокеанской окраины Азии // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 185–217.

Федосеев Д.В., Новиков Н.В., Вишневский А.С., Терешакина И.Г. Алмаз. Киев: Наукова думка, 1981. 75 с.

Ферсман А.Е. Пегматиты. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 712 с.

Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений Западного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО РАН, 1990. 200 с.

Ханчук А.И., Залищак Б.Л., Пахомова В.А., Одариченко Э.Г., Сапин В.И. Генезис и геммология сапфиров месторождения Незаметное (Приморский край) // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21, № 2. С. 89–95.

Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с.

Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.

Щека С.А., Вржосек А.А., Иванова В.Л., Пятков А.Г. Место и время появления гипербазитовых включений в процессах базальтоидного вулканизма. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 24–34.

Щека С.А., Вржосек А.А. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Дальнего Востока России. Платина России. М.: Геоинформмарк, 1999. Т. 3. С. 66–75.

Щека С.А., Иванов В.В. Минералогические индикаторы благородно-металльного и самоцветного минерального сырья Дальнего Востока // Минералогия России. СПб., 2000. С. 284–294.

Энциклопедия региональной геологии Мира. Западное полушарие (включая Антарктиду и Австралию). Л.: Недра, Ленинградское отделение, 1980. 511 с.

Яковенко В.В., Высоцкий С.В., Игнатьев А.В. Происхождение сапфиров Приморья по изотопным данным // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы 4 международного минералогического семинара, Сыктывкар, республика Коми, 17–20 мая 2006г. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 209–210.

Akinin V.V., Vysotskiy S.V., Mazdab F.K., Miller E., Wooden J. L. Shrimp dating of zircon from An alkali basalt volcano in Primor'e, Russian Far East:

application to genesis of megacrysts // *Tectonics, magmatism and metallogeny (Proc. Int IAGOD conf.)*. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 323–26.

Aspen P., Upton B.G.J., Dickin A.P. Anorthoclase, sanidine and associated megacrysts in Scottish alkali basalts: high pressure syenitic debris from upper mantle sources? // *Eur. J. Miner.* 1990. V. 2. P. 503–517.

Bailey E.B., Clough C.T., Wright W.B., Richey J.E., Wilson G.V. [1924]. Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban. Memoir of the Geological Survey of Great Britain, Scotland. Edinburgh: HMSO.

Bank H., Henn U., Milisenda C.C. Korunde aus Madagaskar // *Gemmologie. Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft*. 1996. V. 45, N 4. P. 155.

Barron B.J., Robertson A.D.C., Sutherland F.L. Olivine «leucitites, their xenolith and megacryst suites, Hosking Peak, north Queensland // *Australian Journal of Earth Sciences*. 1996: 43. P. 231–244.

Barrows L.M., Lishmunwg R., Oakes M., Barron B., Sutherland F.L. Subduction model for the origin of some diamonds in the Phanerozoic of eastern New South Wales // *Australian Journal of Earth Sciences*. 1996. V. 43. P. 257–267.

Bottrill R.S. A corundum-quartz assemblage in altered volcanic rocks, Bond Range, Tasmania // *Mineralogical Magazine*. 1998. V. 62, N 3. P. 325–332.

Choowong M. Quaternary geology and sapphire deposits from the BOPHLOI gem field, Kanchanaburi Province, Western Thailand // *Journal of Asian Earth Science*. 2002. V. 20. N 2. P. 119–125.

Coenraads R.R., Vichit P., Sutherland F.L. An unusual sapphire-zircon-magnetite xenolith from the Chanthaburi Gem Province, Thailand // *Mineral. Mag.* 1995. V. 59. P. 465–479.

Coenraads R.R., Sutherland F.L., Kinny P.D. The Origin of Sapphires: U-Pb dating of zircon inclusions sheds new light // *Mineralogical Magazine*. 1990. V. 54. P. 113–122.

Coenraads R.R. Surface Features of Natural Rubies and Sapphires Associated with Volcanic Provinces // *Journal of Gemmology*. 1992. V. 23. P. 151–160.

Coenraads R.R. Evaluation of potential sapphire source rocks within catchments of Kings Plains Creek and Swan Brook near Inverell, New South Wales // *Records of the Australian Museum*. 1994. V. 46. P. 5–24.

Coenraads R.R., Vichit P., Sutherland F.L. An unusual sapphire-zircon-magnetite xenolith from the Chanthaburi Gem Province, Thailand // *Mineralogical Magazine*. 1995. V. 59. P. 467–481.

Frenklach M., Skokov S., Weiner B. An atomistic model for stepped diamond growth // *Nature*. 1994. V. 372. P. 535–537.

Garnier V., Ohnenstetter D., Giuliani G., Fallick A. E., Phan Trong T., Hoang Quang V., Pham Van L., Schwarz D. Basalt petrology, zircon ages and sapphire genesis from Dak Nong, southern Vietnam // *Mineralogical Magazine*. 2005. V. 69, N 1. P. 21–38.

Giuliani G., Fallic A.E., Garnier V., France-Lanord C., Ohnenstetter D., Schwarz D. Oxygen isotope composition as a tracer for the origins of rubies and sapphires // *Geology*. 2005. V. 33. P. 249–252.

Gubelin E. Die Lagerstätten der Rubine und Saphire Thailands // *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Edelsteinkunde*. 1965. N 53. P. 27–29.

Guo J.F., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Origin of sapphire in eastern Australian basalts: Inferred from inclusion studies // *Geol. Soc. Austral. Abstr. Ballarat University College*, 1992. N 32. P. 219–220.

Guo J.F., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Corundum from basaltic terrains: a mineral inclusion approach to the enigma // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996a. V. 122. P. 368–386.

Guo J.F., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Zircon inclusions in corundum megacrysts I: Trace element geochemistry and clues to the origin of corundum megacrysts in basalts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996b. V. 60. N 13. P. 2347–2363.

Hughes R.W. Ruby & Sapphire. 1996. RWH Publishing, Boulder, CO, 512 p.

Ionov D.A., Prihod'ko V.S., O'Reilly S.Y. Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 275–294.

Irving A.J. Megacrysts from the Newer Basalts and other basaltic rocks of Southeastern Australia // *Geol. Soc. Amer. Bul.* 1974. V. 85. P. 1503–1514.

Irving A.J., Pearce R.C. Geochemistry and evolution of lherzolite-bearing phonolitic lavas from Nigeria, Australia, East Germany and New Zealand // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1981. V. 45. P. 1309–1320.

Irving A.J., Frey F.A. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: Constraints on partition coefficients and megacryst genesis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. P. 1201–1221.

Irving A.J. Polybaric magma mixing in alkaline basalts and kimberlites: evidence from corundum, zircon and ilmenite megacrysts // *Geol. Soc. Austral. Abstr. Ser.* 1986. V. 16. P. 262–264.

Jobbins E.A., Berrange J.P. The Pailin ruby and sapphire gemfield, Cambodia // *Journal of Gemmology*. 1981. V. 17, N 8. P. 555–567.

Kammerling Robert C. et al. Update on mining rubies and fancy sapphires in northern Vietnam // *Gems and Gemology*. 1994. V. 30, N 2. P. 109–114.

Keller P.C., Koivula J.I., Jara G. Sapphire from the Mercaderes-Rio Mayo area, Cauca, Columbia // *Gems Gemol.* 1985. V. 21. P. 20–25.

Khanchuk A., Zalishchak B., Pakhomova V., Odarichenko E., Sapin V. Genesis and Gemmology of Sapphires from the Nezametnoye deposit, Primorye region, Russia // *Australian Gemmologist*. 2003. V. 21. P. 329–335.

Kiefert L., Schmetzer K., Krzemnicki M.S., Bernhardt H.J., Hanni H.A. Sapphires from Andranondambo area, Madagascar // *Journal of Gemmology*. 1996. V. 25, N 3. P. 185–209.

Krzemnicki M.S., Hanni H.A., Guggenheim R., Mathys D. Investigations on sapphires from an alkali basalt, South West Rwanda // *Journal of Gemmology*. 1996. V. 25. P. 90–106.

Levinson A.A., Cook F.Q. Gem corundum in alkali basalt: Origin and occurrence // *Gems Gemol.* 1994. V. 30, N 4. P. 253–262.

Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // *American Mineralogist*. 1983. V. 68. P. 477–493.

Lurie M. Madagascar ban puts sapphire ventures in limbo // *Colored Stone*. 1998. Vol. 11, N 5. P. 119, 140, 142, 143.

Milisenda C., Henn U. Compositional characteristics of sapphire from a new find in Madagascar // *Journal of Gemmology*. 1996. V. 25, N 3. P. 177–184.

Oakes G.M., Barron L.M., Lishmund S.R. Alkali basalts and associated volcanoclastic rocks as a source of sapphire in eastern Australia // *Australian Journal of Earth Sciences*. 1996. V. 43. P. 289–298.

O'Reilly S.Y., Zhang M. Geochemical characteristics of lava-field basalts from eastern Australia and inferred sources: Connections with the subcontinental lithospheric mantle // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1995. V. 121. P. 148–170.

Paria P., Bhattacharya A., Sen S.K. The reaction garnet+clinopyroxene+quartz = 2 orthopyroxene-anorthite: A potential geobarometer for granulites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 99. P. 126–133.

Pecover S.R., Coenraads R.R. Tertiary volcanism, alluvial processes and the origin of sapphire deposits at Braemar, near Elsmore, north eastern New South Wales // *Geological Survey of New South Wales Quarterly Notes*. 1989. V. 77. P. 1–23.

Saminpanya S. Ti-Fe mineral inclusions in star sapphires from Thailand // *Australian Gemmologist*. 2001. V. 21, N 3. P. 125–128.

Saurin E. Some gem occurrences in Cambodia // *Rocks and Miner.* 1957. V. 32, N 7-8. P. 397–398.

Schwarz D., Kanis J., Schmetzer K. Sapphires from Antsiranana province, northern Madagascar // *Gems & Gemology*. 2000. V. 36, N 3. P. 216–233.

Shcheka S.A., Nozdrachev E.A., Popov V.K., Chashchin V.A. On some features of geochemical evolution of the Cenozoic basaltoid volcanism in Primorye, Russian Far East // *Tectonics, magmatism and metallogeny (Proc. Int IAGOD conf.)*. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 382–384.

Shcheka S.A., Vrzhosek A.A., Vysotskiy S.V. Jurassic meymechite-picrite complexes of Primorye, Russia: comparative study with komatiite and Japanese picrite suites // *Vladykin N.V. (ed.) Proceedings of Int. Workshop "Plume and problems of deepsources of alkaline magmatism."* Khabarovsk, FEB RAS. 2003. P. 184–212.

Simandl G.J., Paradis S. Alkali Basalt and Lamprophyre-hosted Sapphire and Ruby // *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles*. V. 3. Industrial

Minerals / G.J. Simandl, Z.D. Hora and D.V. Lefebure, Editors, British Columbia Ministry of Energy and Mines, Open File 1999-10. 1999.

Sircombe K.N. Quantitative comparison of large sets of geochronological data using multivariate analysis: a provenance study example from Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. V. 64. P. 1593–1616.

Smith C.P., Kammerling R.C., Keller A.S., Peretti A., Scarratt K.V., Dank Khoa N., Repetto S. Sapphires from South Vietnam // *Gems and Gemology*. 1995. V. 31, N 3. P. 168–186.

Stephenson P.J. Sapphire and zircon in some basaltic rocks from Queensland, Australia // *Abstr. 25th Int. Geol. Congr., Sydney*. 1976. V. 2. P. 602–603.

Stephenson P.J. The geological context of corundum occurrences in the Anakie region, Central Queensland // *Abs. 10th Aust. Geol. Conv., Hobart*. 1990. P. 232–233.

Sutherland F.L., Schwarz D. Origin of gem corundums from basaltic fields // *Australian Gemmologist*. 2001. V. 21. P. 30–33.

Sutherland F.L. Alkaline rocks and gemstones, Australia: a review and synthesis // *Sutherland F.L. (ed.) The Nicholas Rock Symposium: Alkaline rocks and their associated mineralisation // Australian Journal of Earth Sciences*. 1996. V. 43. P. 323–343.

Sutherland F.L., Coenraads R.R. An unusual ruby-sapphire-sapphirine-spinel assemblage from the Tertiary Barrington volcanic province, New South Wales, Australia // *Mineral. Mag.* 1996. V. 60. P. 623–638.

Sutherland F.L., Fanning C.M. Gem-bearing basaltic volcanism, Barrington, New South Wales: Cenozoic evolution, based on basalt K-Ar ages and zircon fission track and U-Pb isotope dating // *Aust. J. Earth Sciences*. 2001. V. 48, N. 2. P. 221–237.

Sutherland F.L., Schwarz D., Jobbins E.A., Coenraads R.R., Webb G. Distinctive gem corundum suites from discrete basalt fields: a comparative study of Barrington, Australia, and West Pailin, Cambodia, gemfields // *J. Gemmol.* 1998. V. 27. P. 65–85.

Sutherland F.L., Bosshart G., Fanning C.M., Hoskin P.W.O., Coenraads R.R. Sapphire crystallization, age and origin, Ban Huai Sai, Laos: age based on zircon inclusions // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2002. V. 20. P. 841–849.

Sutherland F.L., Fanning C.M. Gem-bearing basaltic volcanism, Barrington, New South Wales: Cenozoic evolution, based on basalt K-Ar ages and zircon fission track and U-Pb isotope dating // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2001. V. 48 (2). P. 221–237.

Sutherland F.L., Graham I.T. Geology of the Barrington Tops Plateau: Its Rocks, Minerals and Gemstones, New South Wales, Australia // *The Australian Museum Society*. Sydney, 2003. P. 56.

Sutherland F.L., Coenraads R.R. An unusual ruby-sapphire-spinel assemblage from the Tertiary Barrington volcanic province, New South Wales // *Mineralogical Magazine*. 1996. V. 60. P. 623–638.

Sutherland F.L. Volcanism, geotherms, gemstones and lithosphere, since orogenesis, N.E. New South Wales: A Synthesis. New England Orogen // Regional Geology, Tectonics and Metallogenesis / ed. P.G. Flood. Armidale, NSW: Earth Sciences, University of New England. 1999. P. 355–364.

Sutherland F.L., Hoskin P.W.O., Fanning C.M., Coenraads R.R. Models of corundum origin from alkali basaltic terrains: a reappraisal // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V.133. P. 356–372.

Sutherland F.L., Graham I.T., Pogson R.E., Schwarz D., Webb G.B., Coenraads R.R., Fanning C.M., Hollis J.D., Allen T.C. The Tumbarumba Basaltic Gem Field, New South Wales: in relation to sapphire-ruby deposits of eastern Australia // Records of the Australian Museum. 2002. V. 54, N 2. P. 215–248.

Sutherland F.L., Pogson R.E., Hollis J.D. Growth of the central New England basaltic gemfields, New South Wales, based on zircon fission track dating // New England Orogen, Eastern Australia / ed. P.G. Flood & J. Aitchison, Armidale, NSW: Department of Geology and Geophysics, University of New England. 1993. P. 483–491.

Upton B.J.G., Aspin P., Champman N.A. The upper mantle and deep crust beneath the British Isles: evidence from inclusions in volcanic rocks // J. Geol. Soc. London. 1983. V. 140. P. 105–121.

Upton B.J.G., Hinton R.W., Aspin P., Finch A., Valley J.W. Megacrysts and associated xenoliths: evidence for migration of geochemically enriched melts in the upper mantle beneath Scotland // Journal of Petrology. 1999. V. 40. P. 935–956.

Vichit P. The distribution and some characteristics of corundum-bearing basalts in Thailand // Journal of Geological Society of Thailand. 1978. V. 5, N 1. November. P. M4-1–M4-27.

Vichit P. Gemstones in Thailand // Pianchareon C. (ed.) Suppl. Vol. Proc. Nat. Geol. Resour. Thailand. Dept. Mineral Resour, Bangkok, 1992. P. 124–150.

Vysotskiy S.V., Karabtsov A.A., Kuryavyi V.G. The problems of ultradisperse state of natural crystals and fractal pattern of their nanostructure // Tectonics, magmatism and metallogeny (Proc. Int IAGOD conf.). Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 395–397.

Vysotskiy S.V., Nechaev V.P. Sapphires of Primorye: geology, mineral assemblages and origin // Ore Geology Reviews, 2006 (in press).

Xie Hong-sen, ZhuWei-guo, HouWei, ZhouWen-ge, Guo Jie and Xu Jian. Discovery of corundum in alkali basalt at high temperature and high pressure // J. Phys.: Condens. Matter. 2002. V. 14. P. 11365–11368.

Zhang, M., O'Reilly S.Y. Multiple sources for basaltic rocks from Dubbo, eastern Australia: geochemical evidence for plume-lithosphere mantle interaction // Chemical Geology. 1997. V. 136. P. 33–54.

кам они довольно четко отличаются от корундов и цирконов другого происхождения.

4. Корунды из россыпей, пирокластики и эффузивов близки по соотношению изотопов кислорода (δO^{18} для всех «базальтовых» сапфиров находится в пределах от +4,5 до +7,5 ‰ относительно SMOW) и по этому параметру идентичны другим минералам (полевым шпатам, пироксенам, оливинам и пр.) мегакристовой ассоциации щелочных базальтов. В то же время по соотношению изотопов кислорода они резко отличаются от корундов другого генезиса (Giuliani et al., 2005; Яковенко и др., 2006).

Однако связь корундов и цирконов (в ассоциации с ними обычно указывается также глиноземистая шпинель и реже альмандиновый или пироповый гранат) со щелочными вулканитами может быть парагенетической. Как уже неоднократно отмечалось, отличительными свойствами всех перечисленных минералов обычно являются структуры поверхностного растворения кристаллов, указывающие на их нахождение в агрессивной среде (Coenraads, 1992). Исходя из этого, многие исследователи считают корунды и цирконы чужеродными принесшей их магме (Levinson, Cook, 1994; Вагтон et al., 1996; Guo et al., 1996a). При этом базальтоиды предполагаются просто переносчиками полезных минералов из мест их зарождения в земной коре или мантии к поверхности. Это же предположение подтверждает следующее:

1. Обилие включений (шпинелевых и гранатовых лерцолитов, пироксенитов и реже метаморфических пород) в изверженных породах, предполагаемых источниками обломочных корундов и цирконов, а также единичные находки корунда в этих ксенолитах, например гнейсах и анортоклазитах (Aspen et al., 1990; Simandl, Paradis, 1999; Upton et al., 1999).

2. Химическая неотличимость вулканитов, несущих минерализацию и лишенных ее, в пределах одного региона (Coenraads, 1994).

3. Необычная для базальтов ассоциация минеральных включений в корундах и цирконах, представленная шпинелями (герцинитом, герцинит-магнетитом, ганошпинелью), окислами Fe, Ti, Nb, Ta, U и Th (ильменорутилом, псевдуритом, псевдобрукитом, рутилом, бемитом, колумбитом, уранопирохлор-бетафитом, торитом, уранинитом, самарскитом), полевыми шпатами (Na-санидином, K-санидином, альбитом и Ca-плагиоклазами), гранатом (альмандином и пиропом), цирконом, турмалином, биотитом и апатитом, а также сульфидами (пирротинном и пирротин-пентландитом) и вулканическим стеклом (силикатным и железистым) – всего обнаружено более 20 минеральных фаз (Keller et al., 1985; Guo et al., 1996a; Sutherland et al., 1998; и др.). При этом обычные компоненты вулканических пород – базальтовое стекло, оливины и пироксены, а также амфиболы – ни в сростках, ни во включениях не обнаружены.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	7
Часть I. Геология сапфиросных районов	10
Глава 1. Приморье	13
Маревский сапфиросный район	13
Шкотовский сапфиросный район	21
Глава 2. Геология некоторых сапфиросных районов мира	30
Австралия. Новый Южный Уэльс	30
Южный Таиланд	34
Восточная Африка. Руанда	36
Северный Мадагаскар	38
Часть II. Минеральные ассоциации сапфиросных россыпей Приморья	41
Глава 1. Минералы-индикаторы сапфиросности россыпи в Приморье	44
Клинопироксен	44
Ортопироксены	46
Оливин	48
Амфибол	50
Гранат	51
Циркон	54
Шпинель	56
Ильменит и титаномагнетит	59
Корунд	61
Глава 2. Минеральные и расплавные включения в приморских сапфирах	65
Глава 3. Наноструктура корундов	72
Часть III. Проблема коренного источника сапфирос	78
Глава 1. Геохимические особенности сапфиросных базальтов Приморья	83
Глава 2. Модель формирования мегакристов в базальтах	91
Заключение	97
Литература	101

CONTENTS

Preface	5
Introduction	7
Part I. Geology of sapphire-bearing areas	10
Chapter 1. Primorye	13
The Marievka sapphire-bearing area	13
The Shkotovo sapphire-bearing area	21
Chapter 2. Geology of several sapphire-bearing areas of the world	30
Australia. The new Southern Wales	30
Souther Tailand	34
East Africa. Ruanda	36
Northern Madagaskar	38
Part II. Mineral associations of the Primorye sapphire placers	41
Chapter 1. Minerals indicating presence of sapphire in the placers of Primorye	44
Clinopyroxene	44
Orthopyroxene	46
Olivine	48
Amphibole	50
Garnet	51
Zircon	54
Spinel	56
Ilmenite and titanomagnetite	59
Corundum	61
Chapter 2. Mineral and melt inclusions in sapphires of Primorye	65
Chapter 3. Nanostructure of corundums from Primorye	72
Part III. Specificity of sapphire origin	78
Chapter 1. Geochemical characteristics of the Primorye sapphire-bearing basalts	83
Chapter 2. Model of megacryst formation	91
Conclusion	99
References	101

Научное издание

*Сергей Викторович Высоцкий
Анна Валерьевна Баркар*

**САПФИРЫ ПРИМОРЬЯ: ГЕОЛОГИЯ,
МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ
И ГЕНЕЗИС**

Редактор *О.В. Глазунова*
Художник *Г.П. Писарева*
Оригинал-макет *С.В. Михайлович*

Отпечатано с готового оригинал-макета,
предоставленного ДВГИ ДВО РАН

Изд. лиц. ИД № 05497 от 01.08.2001 г. Подписано к печати 12.10.2006 г.
Формат 60х90/16. Печать офсетная.
Усл. п. л. 7.0. Уч.-изд.л. 7.81. Тираж 400 экз. Заказ 147

Отпечатано в типографии ФГУП Издательство «Дальнаука» ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7



4. Нахождение щелочных вулканитов, связанных с месторождениями корундов и цирконов, в одних регионах с другими корунд- и цирконнесущими породами. Например, в Тасмании имеются как россыпи ювелирных сапфиров в связи с кайнозойскими щелочными вулканитами, так и коренные месторождения тонкозернистых корундов в связи с гидротермально-измененными кембрийскими кварцевыми порфирами (Bottrill, 1998). В Юго-Восточной Азии (Бирме, Таиланде, Южном Китае, Вьетнаме, Лаосе и Камбодже) метаморфогенные месторождения рубинов соседствуют с россыпями сапфиров, рубинов и цирконов, образованных явно за счет размыва третичных вулканитов (Hughes, 1996; Choowong, 2002; Jobbins, Berrange, 1981; Vichit, 1992; Smith et al., 1995).

По поводу происхождения приморских сапфиров также нет единого мнения. Рядом исследователей было высказано предположение, что коренным источником этих минералов являются тела кайнозойских щелочных базальтоидов (Есин, Перетяцько, 1992; Ананьев и др., 1998; Высоцкий и др., 2002; Баркар и др., 2003). Однако позднее была выдвинута идея, что источником корундов являются редкометалльные пегматиты, грейзены и метасоматиты, связанные с гранитоидными телами (Одариченко, 2001; Ханчук и др., 2002). Таким образом, проблема происхождения ювелирных корундов весьма далека от решения.

ГЛАВА 1. ПРИМОРЬЕ

МАРЕВСКИЙ САФИРОНОСНЫЙ РАЙОН

Хорошо известный район аллювиальной сапфиросности в Приморье приурочен к границе мезозойской Сихотэ-Алинской и нижнепалеозойской (возраст формирования гранитно-метаморфического слоя около 500 млн лет) Ханкайской аккреционных систем, располагаясь главным образом в пределах Самаркинского террейна (рис. 1.1) юрско-нижнемеловой аккреционной призмы (Ханчук и др., 1995). Вдоль этой границы проходит Арсеньевский разлом и оперяющие его нарушения региональной системы левосторонних сдвигов Тан-Лу (Уткин, 1989).

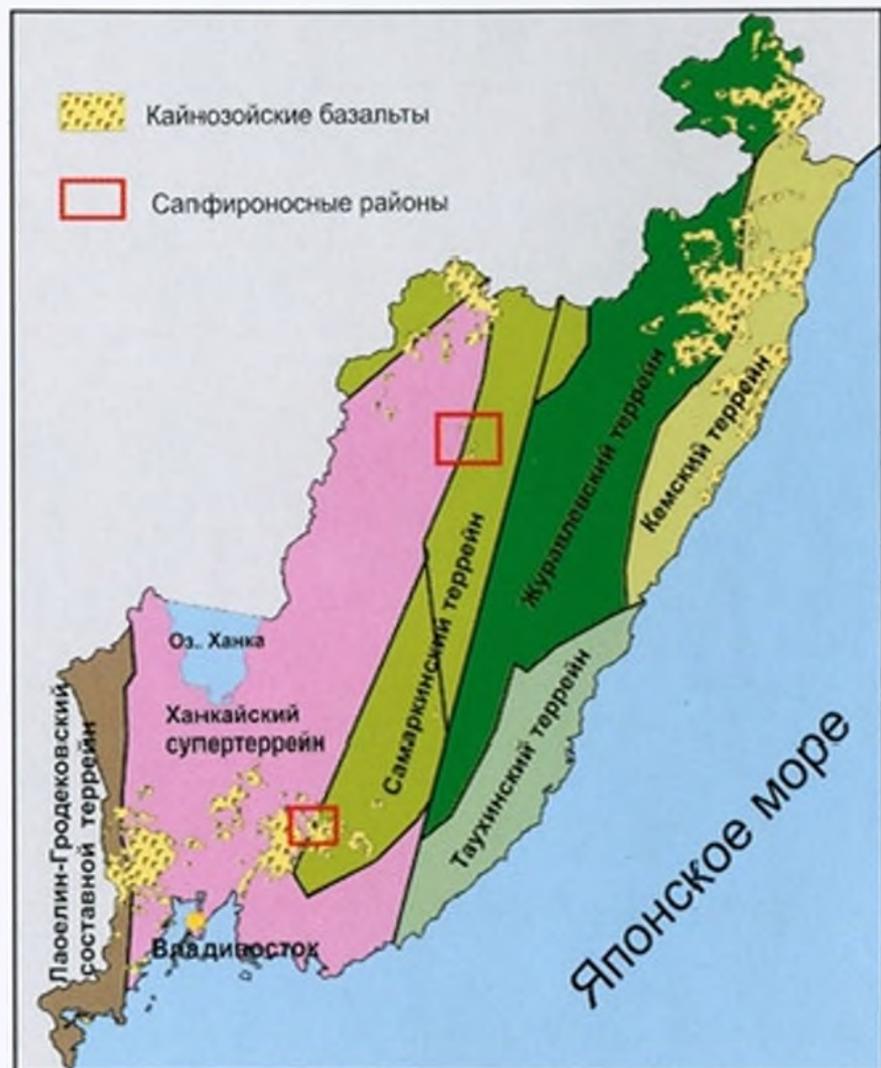


Рис. 1.1. Схема тектонического районирования Приморского края (Ханчук и др., 1995)

Ханкайская аккреционная система здесь представлена своим северо-западным клинообразным выступом. Ее палеозойские вулканогенно-осадочные, магматические и метаморфические породы местами погружены под апт-сеноманскую вулканогенно-осадочную толщу (ассикаевская и алчанская свиты, столбовская толща) Алчанского бассейна, который образовался в связи с мощными левосторонними движениями по системе Тан-Лу (Голозубов и др., 2002).

Аккреционная призма Самаркинского террейна (рис. 1.2) состоит из меланжа, представляющего собой матрикс в виде сильно дислоцированных юрско-нижнемеловых терригенных пород с заключенными в нем фрагментами Ханкайской континентальной окраины и чаще – пород офиолитовой ассоциации средне-позднепалеозойского возраста от ультрамафитов (иногда высокобарных – Высоцкий, Оковитый, 1990) и океанических базальтов (часто щелочных) до рифогенных известняков и плитчатых кремней (Фи-

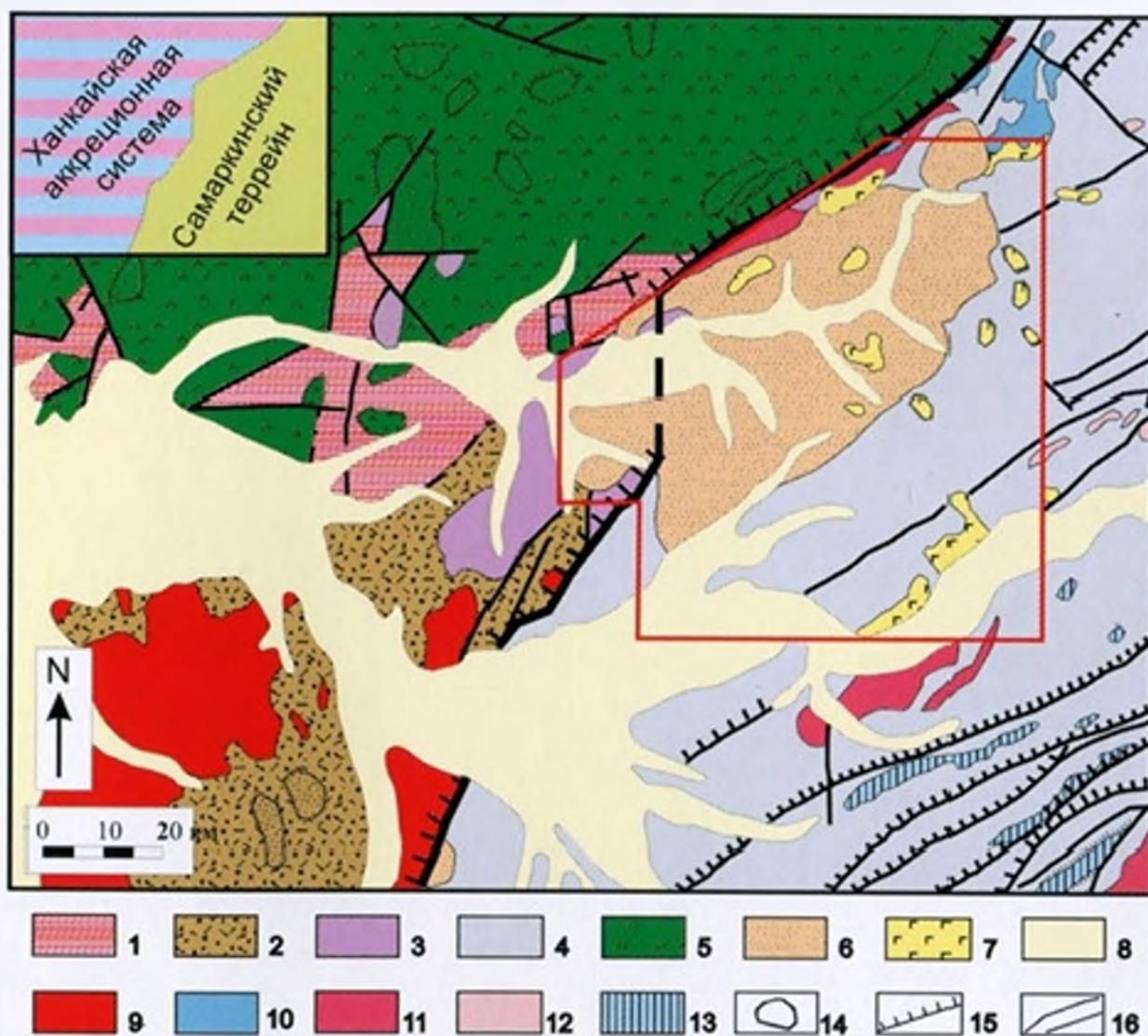


Рис. 1.2. Схема геологического строения Маревского сапфириноносного района (по: Назаренко, Бажанов, 1987; Геологическая карта..., 1988, с изменениями).

1 – протерозойские гнейсы, сланцы, амфиболиты и мрамора, 2 – пермские шельфовые отложения, 3 – триасовые шельфовые отложения, 4 – меланжевый комплекс Самаркинской аккреционной призмы, 5 – меловые кислые вулканиты, 6 – кайнозойский перекрывающий комплекс (Маревская депрессия), 7 – кайнозойские базальты, 8 – четвертичные отложения, 9 – пермские гранитоиды, 10 – пермские вулканиты основного состава, 11 – меловые вулканиты кислого состава, 12 – меловые вулканиты среднего состава, 13 – блоки среднепалеозойских офиолитов в меланжевых отложениях Самаркинского террейна, 14 – экструзии, некки, жерловины, 15 – надвиги и взбросы (бергштрихи направлены по падению сместителя), 16 – установленные и предполагаемые разрывные нарушения. Рамкой ограничена территория более детальных исследований

липов, 1990; Ханчук и др., 1995). Кроме того, меланжевый комплекс включает пачки триасово-нижнемеловых кремнисто-глинистых отложений, мелкие интрузии и вулканические тела верхнеюрско-нижнемелового меймечит-пикритового комплекса с сопровождающей железо-титан-ванадиевой и платиновой минерализацией (Вулканические пояса..., 1984), а также дайки, штоки и более крупные массивы меловых (К-Аг датировки – 115–82 млн лет) гранитоидов сандинского комплекса (пересыщенных глиноземом кислых пород нормального ряда калиево-натровой и калиевой серий) с сопровождающей золоторудной и вольфрамовой минерализацией (Симаненко и др., 1997).

Все перечисленные выше породы перекрыты кайнозойскими континентальными осадками, наиболее мощными (до первых сотен метров) в бассейне р. Маревка (Маревской депрессии), и покровами позднемиоцено-плиоценовых базальтов (рис. 1.3), с которыми, вероятно, связаны мелкие (метры и десятки метров в поперечнике) экструзии и трубки взрыва щелочных пород (щелочных базальтов, базанитов и т. п.) (Щека, 1983).

По материалам Вострецовской партии и Тасжной экспедиции ПГО «Приморгеология» (В.Н. Боровицкий, Г.В. Целяева и др., 1986–1995 гг.) кайнозойские отложения представлены 4 комплексами:

- 1) *угловская свита* – слаболитифицированные песчаники, конгломераты, аргиллиты с прослоями бурых углей (эоцен–олигоцен);
- 2) *надеждинская свита* – конгломераты, песчаники и аргиллиты без углей (олигоцен);
- 3) *павловская свита* – угленосные песчано-глинистые и песчано-галечниковые отложения (олигоцен–нижний миоцен);
- 4) конгломератовая толща (верхний миоцен).

Общая мощность отложений в Маревской депрессии составляет сотни метров. Ее внутренние грубообломочные толщи считаются промежуточными коллекторами для россыпного золота. Приплотиковые отложения в этом аспекте практически не изучены. Депрессия имеет пологий юго-восточный борт (наклон фундамента 2–4°) и более крутой (15–20°) северо-западный склон.

Четвертичные отложения покрывают склоны сопок и заполняют речные долины, образуя осадочные линзы мощностью до 20–30 м и более, в приплотиковых частях которых обнаружены и отрабатываются россыпи золота, почти по всему району сопровождающиеся корунд-циркон-шпинелевой минерализацией. Обычный разрез речных наносов включает (снизу вверх):

1. Среднечетвертичные гравийно-галечные отложения с песком, редкими валунами и примесью (15–45 %, местами до 70 %) глины. Эти осадки занимают углубленные части долин и включают основную часть россыпной минерализации. Мощность – до 10 м.
-

2. Верхнечетвертичные гравийно-галечные и гравийно-песчаные отложения с примесью (до 15 %) глины, линзами и прослоями ила и глин. Выполняют пойменные части долин и перекрывают надпойменные террасы. В нижней части слоя часто содержится россыпная минерализация. Мощность – до 10 м.

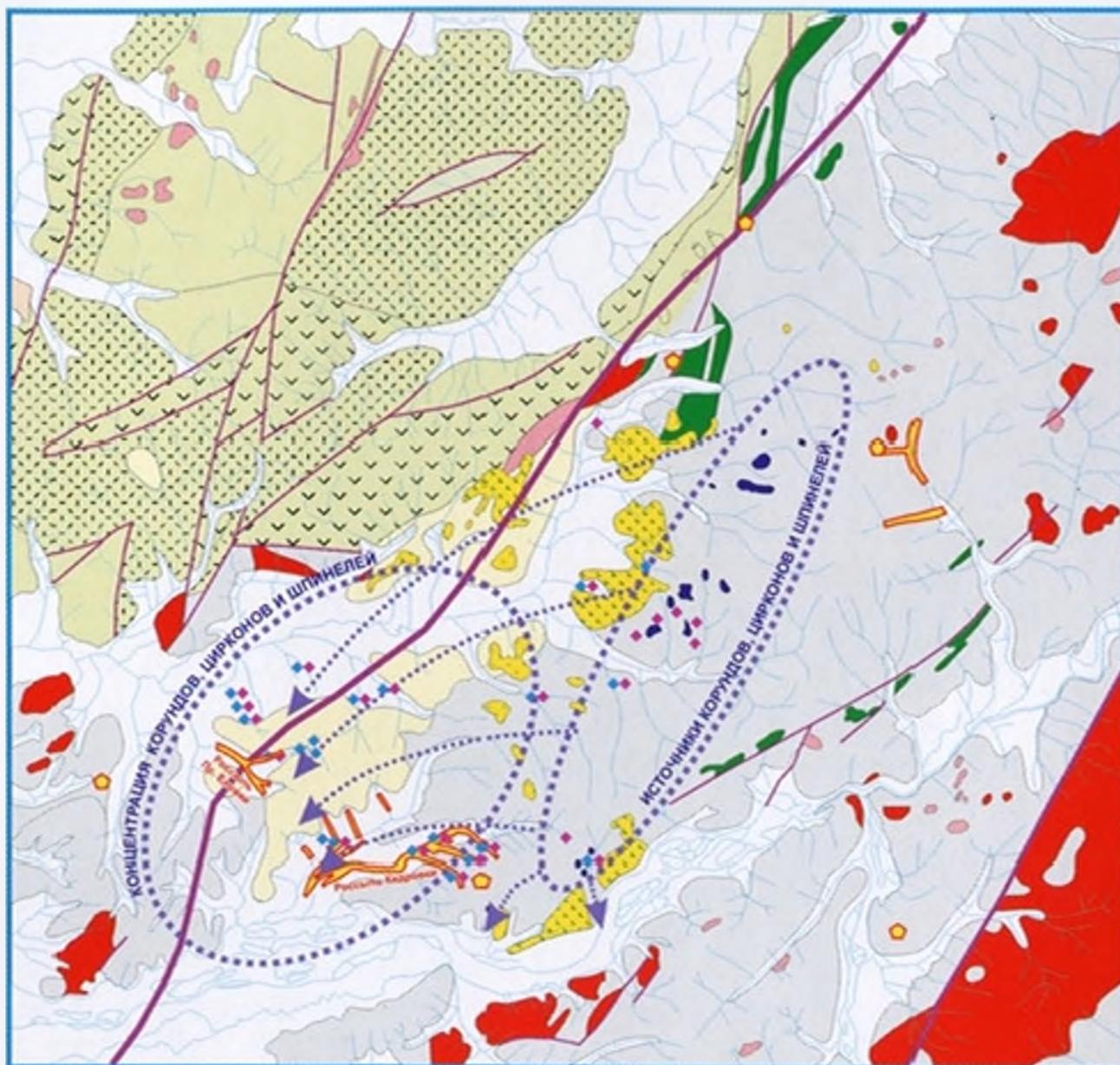


Рис. 1.3. Схема геологического строения Маревского сапфириноносного района (по: Vysotskiy, Nechaev, 2006).

1 – четвертичные осадки, 2 – третичные осадки, 3 – меловые осадочные породы, 4 – меловые кислые вулканыты, 5 – меловые средние вулканыты, 6 – домеловые вулканические и осадочные породы, 7 – покровы третичных базальтов, 8 – кайнозойские щелочные вулканыты, 9 – меловые диориты, 10 – палеозойские и меловые граниты, 11 – палеозойские габброиды и ультрабазиты, 12 – россыпи и коренные рудопроявления золота, 13 – корунды и цирконы в осадках

3. Верхнечетвертичные плотные и вязкие глины. Мощность – до 7 м.

4. Современные торфа, глины, реже гравийно-галечные отложения. Распространены в пойменной части долины водотоков. Мощность – до 5 м.

Интенсивные поисково-разведочные работы на камнесамоцветное сырье были начаты в данном районе с 1987 г. и проводились А.Ф. Жигулой (1989 г.), Ю.В. Перетятко (1992 г.), В.Н. Боровицким (1993 г.), В.М. Трухиным (1993 г.) и др. В результате этих работ было установлено, что гиацинт-сапфировые россыпи в основном пространственно совпадают с золотоносными и приурочены к приплотиковой части четвертичного аллювия. В то же время А.Ф. Жигулой (1989 г.) в верховьях ключа Звериного выявлено россыпное проявление циркона и корунда в делювиальных отложениях, а В.Н. Боровицкий при разведке золоторудной россыпи Черной Речки отмечал наличие камнесамоцветов по всему разрезу четвертичного аллювия.

Следует отметить, что содержание ювелирных сапфиров, пригодных для промышленного использования, в аллювиальной россыпи довольно низко. Они чрезвычайно редко встречаются в разведочных шурфоскважинах, но попутно выявляются при золотодобыче или в малообъемных пробах. Однако, учитывая комплексный характер россыпей и большие объемы перерабатываемых песков, добыча камнесамоцветного сырья может оказаться экономически выгодной. Например, А.Ф. Жигула (1989 г.) для Незаметнинского рудного узла давал прогнозную оценку запасов сапфиров более 3000 кг. Причем эфельные отвалы, по его данным, более богаты сапфирами и гиацинтами, чем оставшиеся целики россыпи р. Кедровка. Это связано с тем, что до начала 90-х годов сапфиры и гиацинты здесь не добывались, а уходили в отвал.

В пределах этого района насчитывается несколько перспективных золотоносных россыпей, содержащих сапфиры и гиацинты. Прогнозные запасы камнесамоцветного сырья только в районе золотоносных россыпей Черной Речки и Кедровки составляют, по оценкам разных исследователей, для сапфиров – около 3 т, для гиацинтов – несколько десятков тонн.

По нашим данным (рис. 1.3.), вся территория Маревской депрессии и прилегающие водотоки перспективны для поисков сапфиров и гиацинтов. Их коренным источником служат молодые щелочные базальты острогорского комплекса. Базальтоиды слагают небольшие покровы и субвулканические тела, приуроченные к краям Маревской депрессии. Они перекрывают и прорывают большинство из перечисленных выше стратиграфических подразделений. Верхняя конгломерато-галечниковая толща, впрочем, иногда содержит обломки этих вулканитов, что означает синхронность отложения, по крайней мере, ее верхней части соответствующему магматизму. Базальтоиды обычно содержат мегакристы оливина, титанавгита, керсутита, ильменита и титаномагнетита. Щелочные породы, кроме того, часто содержат включения лерцолитов, состоящие главным образом из оли-

вина, гиперстена, хромдиоксида и шпинели (Сахно, Денисов, 1963; Щека, 1983) и реже – пироксенитов, габброидов, метаморфических и осадочных пород.

Участки с установленной аллювиальной сапфириноносностью пространственно ассоциируют с серией небольших, в различной степени эродированных вулканических построек, сложенных кайнозойскими щелочными оливниновыми базальтами, пикрито-базальтами, фонолитами и трахитами. Возраст их по последним датировкам (Мартынов и др., 2002) не превышает 15 млн лет.

Нами были обнаружены сапфиры в вулканическом аппарате палеовулкана Конфетка (Высоцкий и др., 2002б, 2003). Вулкан Конфетка расположен недалеко от золото-сапфировой россыпи р. Кедровка, в верховьях ручья Филькин Ключ, правого притока р. Большая Уссурка. Он был впервые выделен при геологической съемке В.А. Никогосяном, а затем изучен В.Л. Ивановой (ДВГИ) (рис. 1.4).

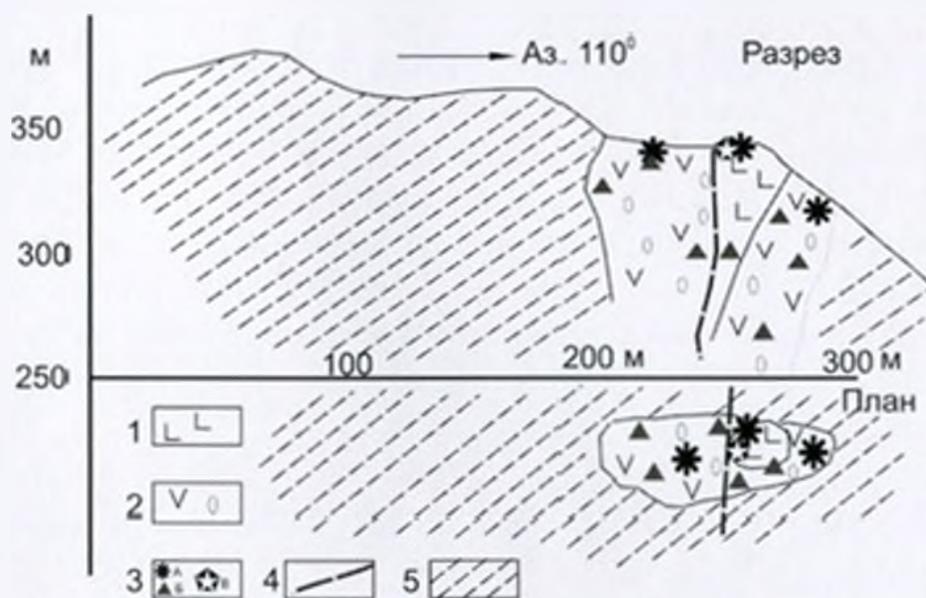


Рис. 1.4. Схема геологического строения палеовулкана Конфетка (составлена В.Л. Ивановой, с дополнениями). 1 – базальты, 2 – пирокластика, 3 – лерцолитовые включения (а), мегакристы (б), гранат-пироксеновые сростки (в), 4 – разрывные нарушения, 5 – осадочные породы

В настоящее время вулканическая постройка представлена остатками жерла и конуса (около 200 м²), сложенными агломератовыми брекчиями с обломками монолитных и пузырчатых щелочных базальтов. В обломках обильны лерцолитовые включения и мегакристы (до 3 см) титанистых авгита, керсутита, биотита, магнетита, санидина, герцинита, ильменита. В этом вулкане впервые в Приморье были обнаружены мегакристы (более 1 см) альмандин-пиропового граната и его сростки с пироксенами и ильменитом. Шлиховому опробованию были подвергнуты пепловые участки, превращенные в рыхлый глинистый материал. Из массы около 700 кг получены три зерна голубоватого сапфира размером около 1 мм. Остальная масса тяжелой фракции шлиха представлена перечисленными выше минералами мегакристов и лерцолитовых включений (оливин, хромдиоксид, энстатит, шпинель).



Опробование пирокластического материала вулкана Конфетка



Опробование отвалов старой шахты в долине р. Кедровка



Исследование аллювия ручья Подгелбаночный



Опробование аллювия ручья Филькин Ключ

Шкотовский сапфиросносный район приурочен к южной границе Сихотэ-Алинской и Ханкайской аккреционных систем (рис. 1.5), которую маркирует Арсеньевский разлом. Однако здесь меланжевые отложения, слагающие Самаркинский террейн, вскрываются только в эрозионных окнах, поскольку перекрыты тектоническим покровом терригенных, вулканогенных, метаморфогенных образований, габбро-гнейсов и гранитов (Коваленко, Ханчук, 1991; Голозубов, 2004).

Ханкайская аккреционная система на этой территории представлена фрагментами раннепалеозойской активной континентальной окраины.

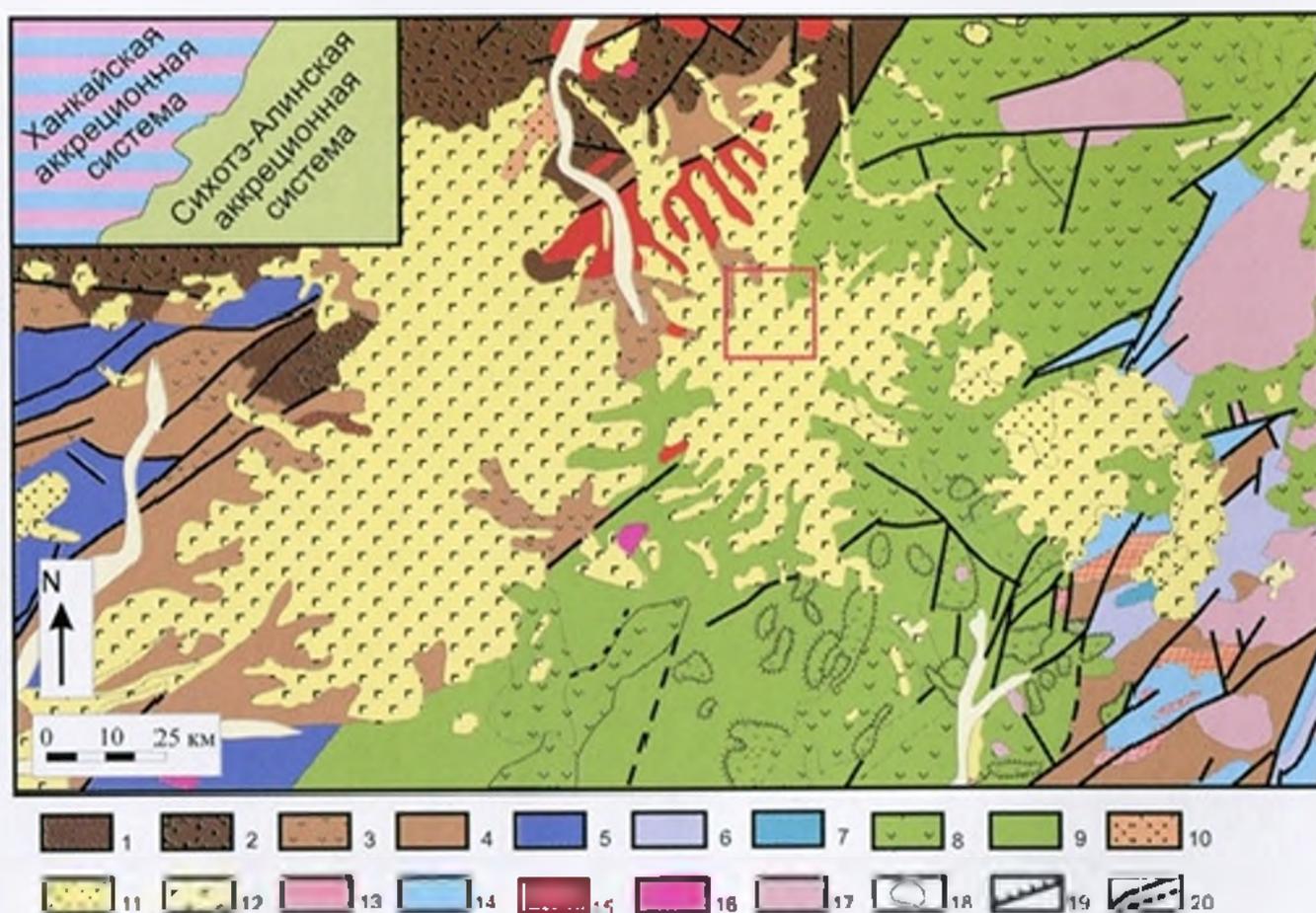


Рис.1.5. Схема геологического строения Шкотовского сапфиросносного района (по: Назаренко, Бажанов, 1987; Геологическая карта..., 1988; Государственная геологическая карта..., 2003, с изменениями).

Условные обозначения: девонские терригенные (1) и вулканогенные породы (2), пермские вулканогенные (3) и терригенные (4) породы, нижне-среднетриасовые (5) отложения, верхнетриасовые (6) образования, юрский (7) меланж, меловые вулканические (8) и терригенные (9) породы, палеогеновые (10) терригенные породы, неогеновые терригенные (11) отложения и платобазальты (12). Раннепротерозойские граниты (13) и габброиды (14), позднепалеозойские (15) граниты, меловые (16) диориты, верхнемеловые (17) граниты. Экструзии, жерла, некки (18), надвижки и взбросы (19) (бергштрихи направлены по падению сместителя), установленные и предполагаемые разрывные нарушения (20). Рамкой отмечено место расположения вулкана Подгелбаночный

Кислые и средние вулканиты, их туфы и туфогенно-осадочные образования девона залегают на силур-девонских гранитах нормального ряда, а вулканогенные и терригенные отложения перми (владивостокская, чанда-лазская, угодзинская, людянзинская и ястребовская свиты) маркируют древнюю островную дугу (Коваленко, Ханчук, 1991). Оба эти комплекса перекрываются терригенными триасовыми отложениями. Позднепермские граниты прорывают вулканогенные и терригенные отложения девонского и пермского возраста, а меловые диориты – триасовые образования.

Сихотэ-Алиньская аккреционная система непосредственно на границе блоков перекрыта более поздними комплексами, связанными с меловой активизацией континентальной окраины. Здесь присутствуют терригенные (песчаники, алевролиты, гравелиты, часто с прослоями углей) отложения мелководного морского бассейна, существовавшего с поздней юры до позднего мела. Выше они сменяются позднемеловыми туфами и лавами кислого состава синанчинской свиты и приморской серии, фиксирующими заложение и развитие вулканогенного пояса.

Эти меловые образования залегают на тектоническом покрове(?) позднепротерозойских – раннепалеозойских габбро-гнейсов, гранитов и метаморфических пород (Сергеевские габброиды), перекрытых верхнепермскими туфотерригенными отложениями с линзами рифогенных известняков. Местами, в эрозионных окнах под покровом Сергеевских габброидов, вскрывается юрский аккреционный комплекс Самаркинского террейна (Коваленко, Ханчук, 1991). Небольшие массивы меловых диоритов и позднемеловых гранитов прорывают более древние образования.

Формирование прибрежно-морских терригенных угленосных отложений угловской и усть-давыдовской свит происходило в небольших мелководных бассейнах, существовавших на территории района в палеогене и начале неогена. Их распространение незначительно, однако конгломераты и гравелиты ранне-неогеновой усть-давыдовской свиты часто фиксируются в основании базальтов Шкотовского плато.

Неогеновые базальты, андезитобазальты и их туфы шуфанской свиты залегают на всех более древних породах, образуют обширные поля и составляют Шкотовское плато.

По данным геологических исследований и буровых скважин (Щека и др., 1983), нижняя часть Шкотовского плато на протяжении порядка 240 м вверх по разрезу представлена однообразными гиперстеновыми толентами, без признаков дифференциации. Затем в базальтах проявляется тенденция к ошлачиванию, которая петрографически выражается в появлении оливина. На этом уровне наблюдается чередование оливин-клинопироксеновых разновидностей базальтов, характеризующихся промежуточными значениями щелочности и титанистости, и гиперстеновых толентов. В более поздних разновидностях гиперстен исчезает и преобладают богатые плагиоклазом оливиновые базаль-

ты. Завершается разрез щелочными мегаплагиофировыми лавами и экструзиями, обогащенными (до 50 %) крупными мегакристами полевого шпата. Некоторые исследователи считают, что горизонт оливин-плагиоклазовых базальтов является маркирующим и прослеживается на всем Шкотовском плато на гипсометрических отметках 620–640 м (Щека, 1983). По мнению С.А. Щеки (Щека и др., 1983; Щека, 1983), существенно полевошпатовый состав базальтов, появление керсутита и реакция расплава с гиперстеном указывают на ощелачивание и обогащение летучими первичного толеитового расплава.

В результате шлихового опробования современных аллювиальных и делювиальных отложений в поле распространения кайнозойских щелочных базальтоидов сапфиры были найдены во многих ручьях, размывающих Шкотовское плато. Характерным примером является ручей Подгелбаночный, секущий одноименный палеовулкан.

Вулкан Подгелбаночный находится в верховьях одноименного ключа, правого притока ручья Караульного, впадающего в 3 км южнее с. Веселый в р. Арсеньевка. Он представляет наиболее полно сохранившуюся долгоживущую постройку, позволяющую решить ряд кардинальных проблем эволюции базальтовой магмы и генезиса гипербазитовых включений (Щека, 1983).

Вулкан расположен в поле толеитовых платобазальтов в 120 м гипсометрически выше подошвы плато и в 80 м ниже кровли. Непосредственно вблизи края вулкана потоки толеитов наклонены в сторону вулкана. В основании покрова вскрываются миоцен-плиоценовые галечники, пески, глины, лигниты. Судя по многочисленным ксенолитам аркозовых песчаников в пирокластике вулкана, его консолидированным фундаментом служит красноцветная толща девона. С.А. Щека считает (Щека, 1983), что единичные находки ксенолитов элогитизированных гиперстеновых гранулитов позволяют уверенно фиксировать присутствие на глубине фрагментов Ханкайской аккреционной системы.

В плане вулканический аппарат представляет собой обширную кальдерообразную депрессию – около 1 км в поперечнике (рис. 1.6). В основании кальдеры залегает маломощный покров (5 м) толеитовых базальтов, обогащенных фено- и ксенокристами оливина. По периметру кальдеры от ключа на юг в делювии в узкой полосе (около 20 м) начинают преобладать пористые, пеноподобные оливин-клинопироксеновые базальты с глыбами лерцолитов. На нижний покров базальтов согласно ложится слой своеобразных туфобрекчий, переслаивающихся с туфогравелитами, несущими признаки отложения в кальдерном озере. Туфобрекчии прорываются экструзией монолитного щелочного базальта, занимающей центр кальдеры. Край экструзии (=1,5 м) представлен существенно стекловатыми свежими щелочными базальтами с крупными гнездами галлуазита и цеолитов.

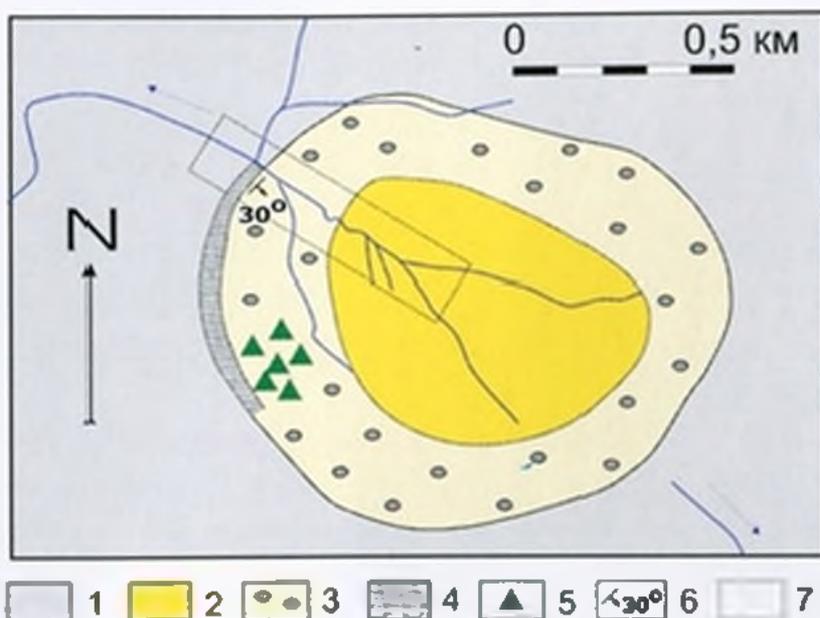


Рис.1.6. Схема строения вулкана Подгелбаночный (по: Щека, 1983).

1 – толентовые базальты Шко-
товского плато, 2 – экструзив-
ные щелочные базальты, 3 – зруптив-
ные брекчии вулкана Подгелбаночный,
4 – туфы, 5 – лерцолитовые
включения, 6 – элементы за-
легания, 7 – проявления сап-
фиров в аллювии ручья Под-
гелбаночный

Стекловатая оторочка сменяется зоной (≈ 1 м) свособразных скорлупова-
тых щелочных базальтов, обогащенных крупными (до 30 см в поперечни-
ке) лерцолитовыми включениями. Основное тело экструзии сложено од-
нообразными монолитными щелочными базальтами, равномерно насыщен-
ными мелкими (3x5 см) включениями лерцолитов.

Кальдера вулкана Подгелбаночный прорезана ключом, поэтому здесь
проводилось опробование по современному аллювию. Из массы около
500 кг выделено более десяти зерен синего сапфира размером от 1 до 8
мм. Кроме того, были обнаружены зеленые, серые и бесцветные ко-
рунды. Остальная масса тяжелой фракции шлиха представлена мине-
ралами мегакристов и лерцолитовых включений.

Исходя из особенностей геологического строения месторождений сап-
фиров Приморья можно наметить следующие благоприятные геологичес-
кие предпосылки и поисковые признаки:

1. Наличие крупных разрывных нарушений или систем разломов глу-
бокого заложения, связанных с растяжением (рифтогенезом) мощной кон-
тинентальной коры;

2. Развитие площадного основного вулканизма (платобазальты) на краю
кайнозойских рифтогенных осадочных бассейнов;

3. Присутствие среди платобазальтов щелочных базальтоидов, сопро-
вождающихся экструзивными образованиями;

4. Проявление взрывного вулканизма, дающего трубки взрыва и
пирокластику;

5. Ореолы рассеяния крупных (до 20 мм и более) кристаллов гнацинта,
санидина, титанавгита, керсутита, флогопита, глиноземистой шпинели,
магнезиального ильменита, титаномагнетита, граната и некоторых других ми-
нералов, которые присутствуют в жерловых и пирокластических фациях
близлежащих вулканов;

6. Непосредственные находки корундов в шлихах или обломках пород.

Промышленные скопления сапфиров в Приморье и их вероятные проявления были обнаружены только в россыпях. На сегодняшний день можно говорить о перспективности следующих типов таких россыпей.

Делювиальные россыпи.

Аллювиальные россыпи – террасовые и долинные. Среди долинных россыпей наибольшую перспективу имеют пойменные россыпи (например, пойма Черной Речки), россыпи намывных островов, кос и отмелей и собственно русловые россыпи.

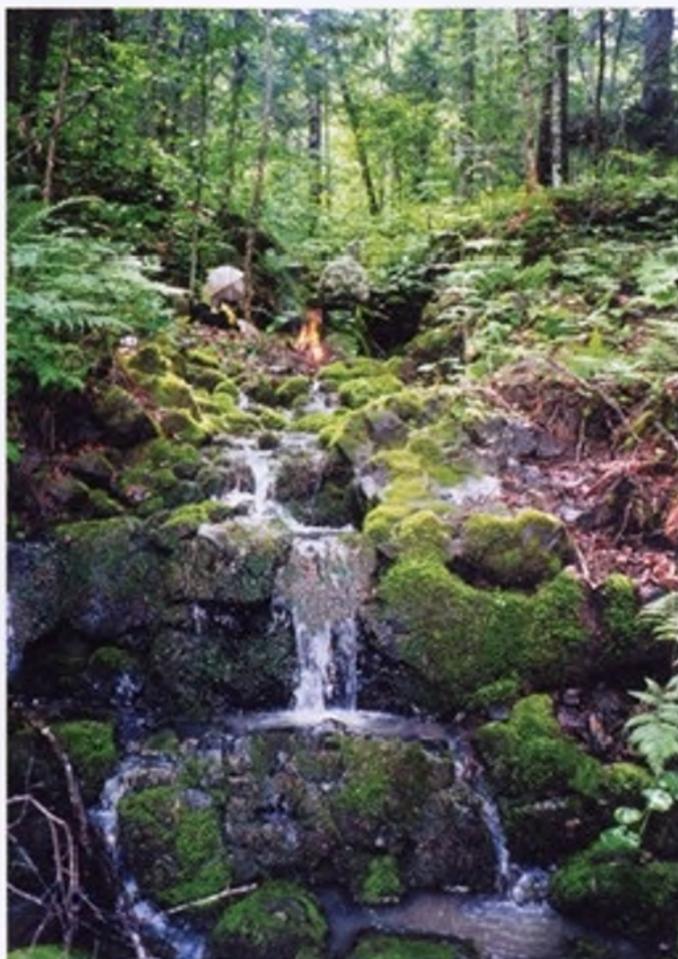
Содержание ювелирных сапфиров, пригодных для промышленного использования, в аллювиальной россыпи довольно низко. Поэтому на стадии поисков необходимо особое внимание уделять местам природной аккумуляции сапфиров – ловушкам, или «карманам». Это достаточно легко сделать в районах развития кайнозойских базальтоидов, где в руслах ручьев существуют каскадные водопады, играющие роль природных промывочных машин.



Ямы в основании водопадов, выбитые водой, являются хорошим аккумулятором минералов тяжелой фракции, в том числе и сапфиров

В таких ловушках концентрируются мегакристаллы





Каскадный водопад – природная промывочная машина, концентрат минералов тяжелой фракции

Общий вид переносной промывочной установки



Иногда при прокладке дорог, линий электропередач или другом техногенном воздействии происходит вскрытие приплотиковой части аллювиальной россыпи и в результате вторичного перемива – концентрация минералов тяжелой фракции на вновь образованной косе. Для мелкообъемных проб хорошо зарекомендовали себя портативные промывочные приборы или бутары.



Промывка пробы состоит из трех последовательных операций: **отмучивание** (отделение глинистого материала и отбрасывание крупных кусков пустой породы), **отмывка** (удаление) мелких частиц породы и минералов с малым удельным весом и **доводка шлиха**. Для улучшения результата необходимо разделить эти операции или механизировать процесс. Например, при ручной промывке для отмучивания желательно примерять специальное приспособление, имеющее емкость для воды, металлическую сетку для грохочения пробы и емкость для концентрации минералов с большим удельным весом.



Малообъемное опробование аллювия ключа Золотого



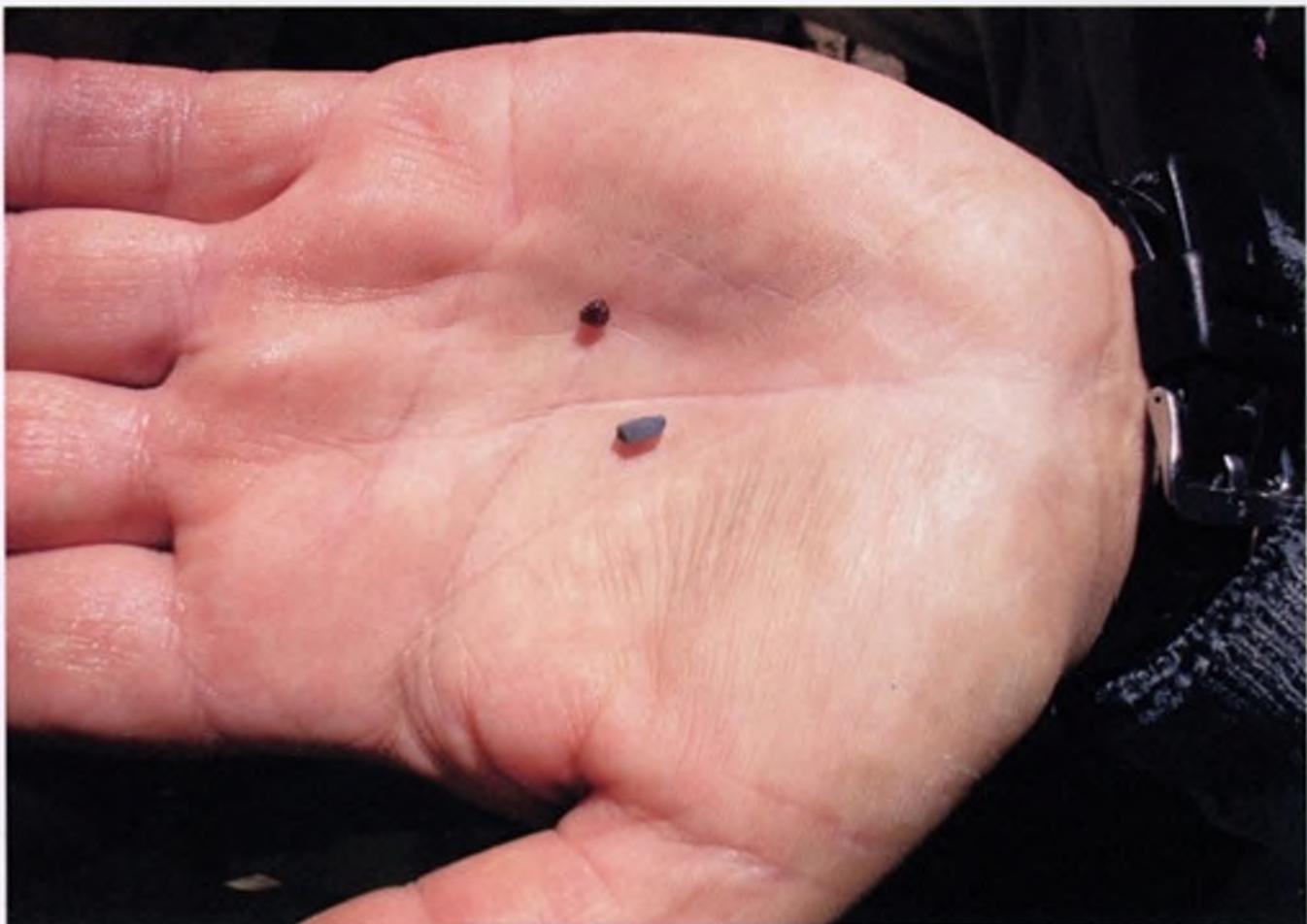
Похоже, что-то есть!
Е.В. Кихней и М.В. Мокроусов проводят первичный осмотр тяжелого шлиха



Тяжелый шлик



Доводка шлиха проводится на деревянных лотках корейского типа либо на круглых металлических или пластмассовых лотках



Первые корунд и гнацинт из новой пробы

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЯ НЕКОТОРЫХ САФИРОНОСНЫХ РАЙОНОВ МИРА АВСТРАЛИЯ. НОВЫЙ ЮЖНЫЙ УЭЛЬС

Впервые в Австралии сапфиры были найдены в 1851 г. в золотоносных россыпях рек Кудгегонг и Макквеа, а первое сообщение о находке сапфиров было сделано Р.В. Кларком в 1853 г. Позже было найдено более 100 месторождений сапфиров на восточном побережье Австралии, самые важные из которых – Инверелл, Глен Иннес (Новый Южный Уэльс) и

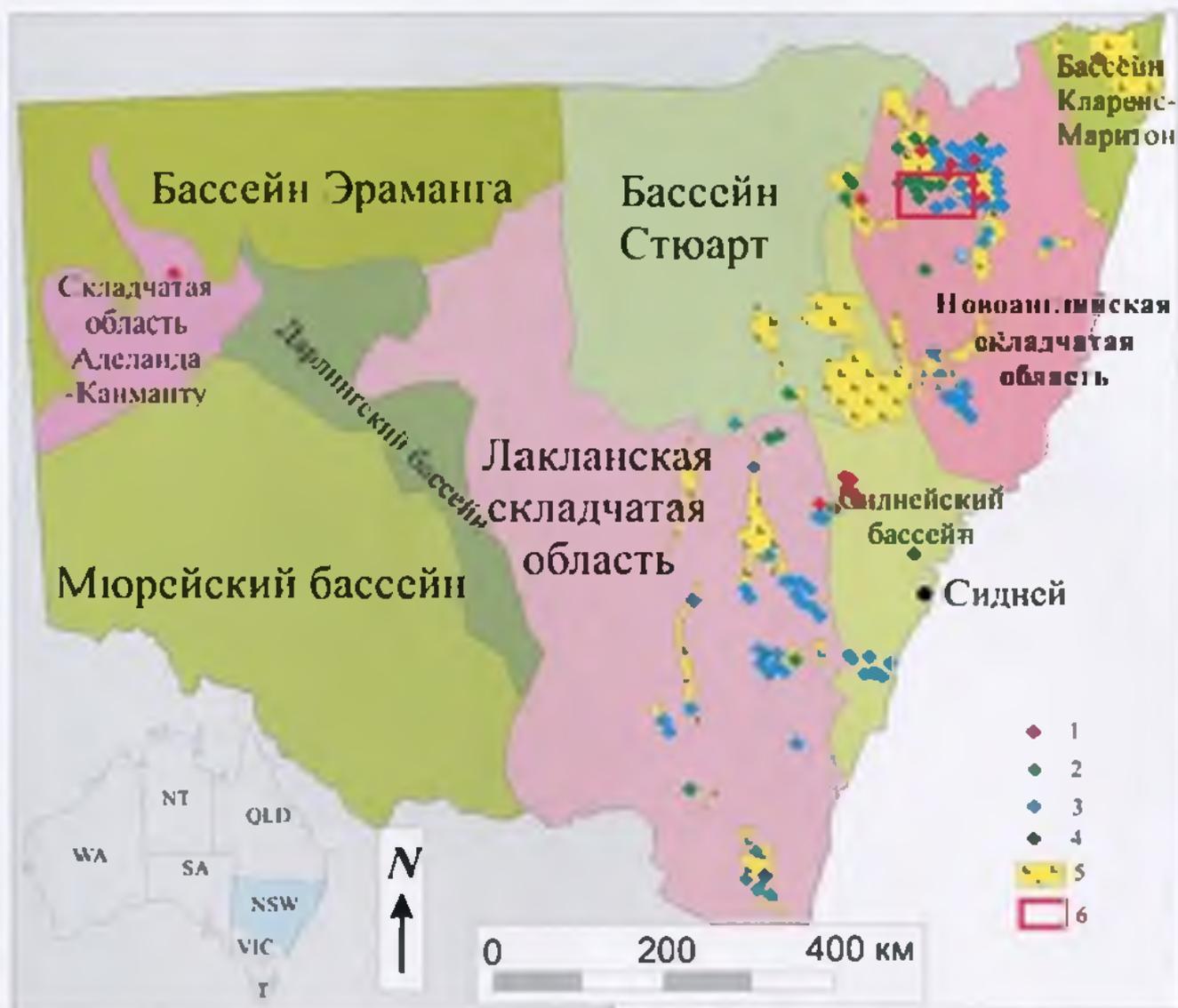


Рис. 1.7. Схема тектонического строения провинции Новый Южный Уэльс (Австралия) (по: Oakes et al., 1996 и данным Геологической службы США (<http://www.usgs.com/>)). 1 – коренные месторождения сапфиров, 2 – третичные аллювиальные месторождения сапфиров, 3 – четвертичные россыпные месторождения, 4 – месторождение сапфиров и наждака невыясненного происхождения, 5 – поля кайнозойских базальтоидов, 6 – сапфиноносные районы Бингара и Брасмар в пределах Центральной сапфиноносной провинции Нового Южного Уэльса. Провинции: WA – Западная Австралия, NT – Северная Территория, QLD – Квинсленд, SA – Южная Австралия, NSW – Новый Южный Уэльс, VIC – Виктория, T – Тасмания

Анаки (Квинсленд). Теперь Австралия – главный поставщик сапфиров на мировом рынке, производящий 65–70 % от общемировой их добычи.

Около половины всех австралийских сапфиров находят в месторождениях Нового Южного Уэльса (рис. 1.7). Здесь сосредоточены богатейшие аллювиальные россыпи сапфиров и цирконов, пространственно сопряженные с кайнозойскими щелочными базальтами (Sutherland, 1999; Sutherland et al., 1993; Coenraads, 1992 и др.). Сапфиросная провинция Новый Южный Уэльс расположена в Тасманской палеозойской складчатой системе, которая является частью восточной палеотихоокеанской окраины Гондваны и простирается более чем на 4000 км по восточному побережью Австралии от Квинсленда до Тасмании. В состав Тасманской складчатой системы входят складчатые области: Новоанглийская, Лакланская и Аделаида. Эти складчатые области частично перекрыты терригенными бассейнами: Кларенс-Маритон, Стюарт, Эрманга, Сиднейским, Дарлингским и Мюррейским (Zhang, O'Reilly, 1997).

Большая часть месторождений сапфиров Австралии (Инверелл, Глен Иннес, Армидейл, Гуера, Варналда, Бингара, Кинг Плейс), расположена в Новоанглийской складчатой области, которая представляет собой коллаж террейнов континентальных окраин, присоединенных к палеоконтиненту в результате позднепалеозойско-меловой аккреции. Широкое распространение базальтов на этой территории является результатом кайнозойской активизации Тасманской складчатой области (O'Reilly, Zang, 1995).

На территории Нового Южного Уэльса находятся десятки месторождений сапфиров, ассоциирующихся с кайнозойскими щелочными базальтами. Наибольшее количество месторождений находится на севере провинции в районах Инверелл, Глен Иннес и Гуера. Для примера рассмотрим геологическое строение сапфиросных территорий Браемар и Бингара (близ Инверелл).

Сапфиросный район Браемар

Сапфиросный район Браемар находится на северо-востоке провинции Новый Южный Уэльс, в 18 км к востоку от г. Инверелл. Наибольшее распространение на этой территории получили кайнозойские базальты, перекрывающие пермские граниты и порфириды, менее распространены карбон-пермские и третичные терригенные отложения (рис. 1.8).

Карбон-пермские отложения представлены алевролитами, песчаниками, конгломератами и пепловыми туфами, находящимися в виде “останцев” среди пермских гранитоидов. Третичные терригенные отложения залегают на гранитах и представлены гравием, песками, глинами. Кайнозойские базальты и их туфы образуют обширные плато, перекрывая все более древние породы (Sutherland et al., 1993; Oakes et al., 1996).

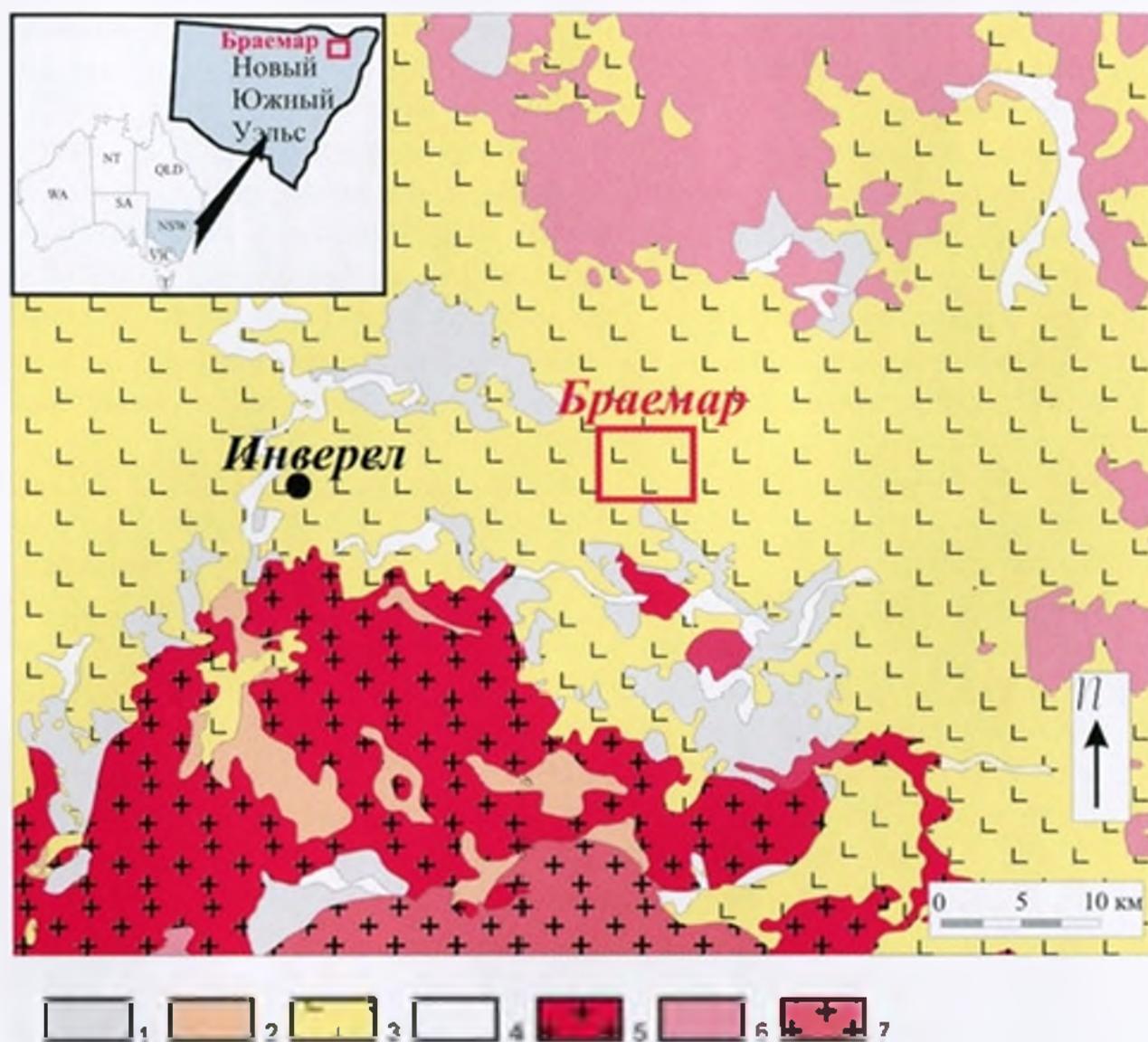


Рис. 1.8. Схема геологического строения сапфириноносного района Браемар (Pescover, Coenraads, 1989; Sutherland et al., 1993): 1 – карбон-пермские терригенные породы, 2 – третичные терригенные, 3 – кайнозойские базальты, 4 – четвертичные отложения, 5 – раннепермские граниты, 6 – пермские интрузивные и экструзивные кислые породы, 7 – позднепермские граниты

Сапфириноносный район Бингара

Сапфириноносный район Бингара находится на северо-востоке провинции Новый Южный Уэльс, в 50 км к западу от г. Инверелл (рис. 1.9).

Район расположен на стыке мезозойского и палеозойского террейнов, сложенных меланжевыми образованиями. Наибольшее распространение на этой территории получили терригенные отложения силур-девон-карбонного, триас-юрского и юрского возраста. Магматические породы распространены на северо-востоке и представлены палеозойскими гранитами, на которых залегают кайнозойские базальтоиды.

Силур-девон-карбонный меланжевый комплекс в районе Бингара представлен конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами с го-

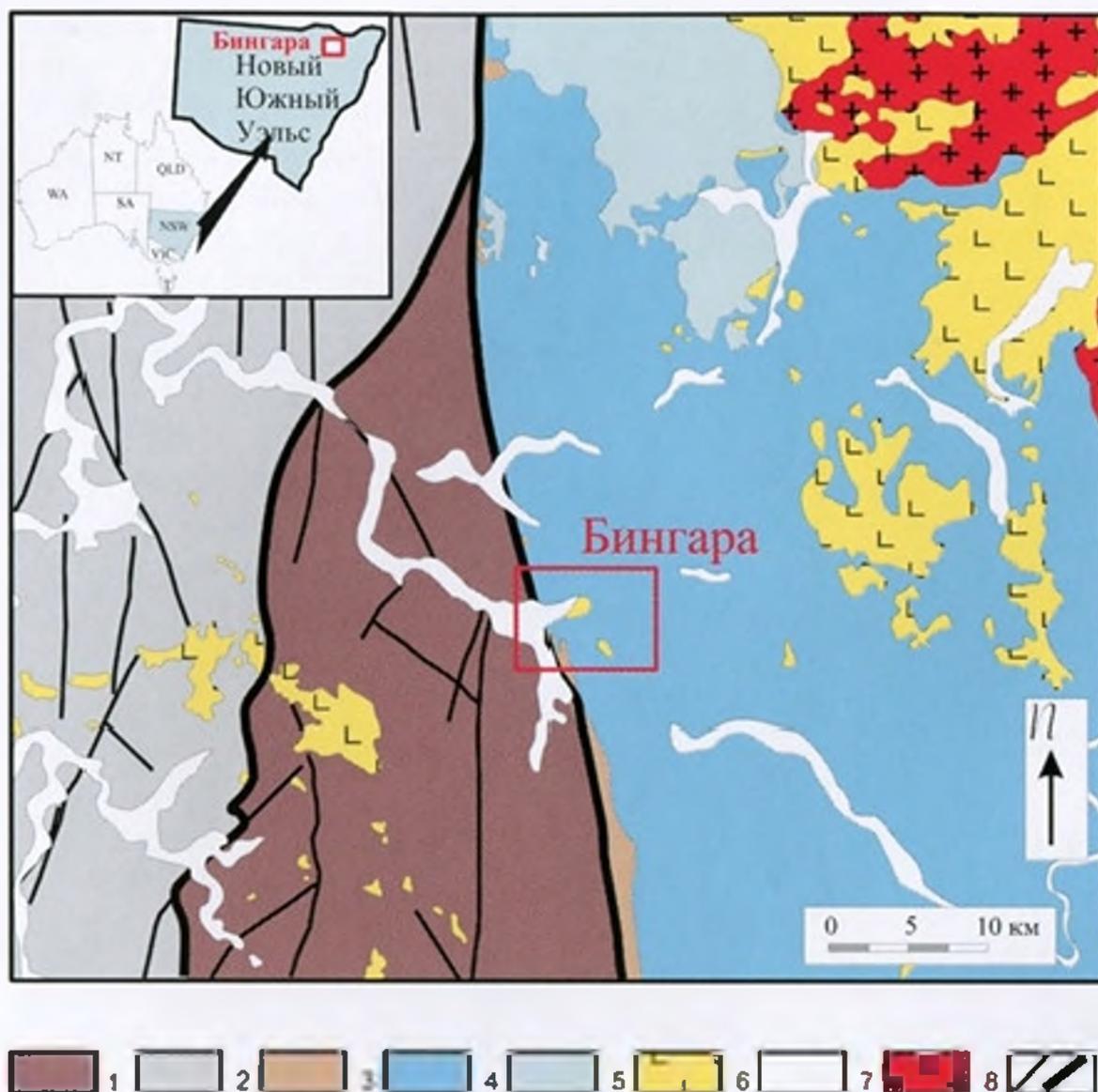


Рис.1.9. Схема геологического строения сапфиросносного района Бингара, (по: Sutherland et al., 1993; Sutherland, 1999): 1 – силур-девон-карбоновый меланж, 2 – каменноугольные терригенно-вулканогенные отложения, 3 – пермские серпентиниты, 4 – триасово-юрский меланж, 5 – юрские терригенные отложения, 6 – четвертичные отложения, 7 – пермские граниты, 8 – неогеновые базальты, 9 – разрывные нарушения второстепенные и главные

ризонтами пепловых туфов и известняков. Пермские серпентиниты, ассоциирующие с интрузивами основного-ультраосновного состава, приурочены к тектонической границе между палеозойскими и мезозойскими блоками пород. Триас-юрские меланжевые отложения сложены конгломератами, граувакками, аргиллитами, филлитами, спилитами, известняками и вулканитами. В составе юрских отложений преобладают песчаники, иногда с прослоями конгломератов в основании разреза. Магматические образования представлены выходами пермских гранитов и неогеновых плато-базальтов. Последние перекрывают все более древние породы (Sutherland et al., 1993; Sutherland, 1999).

ЮЖНЫЙ ТАИЛАНД

Юго-Восточная Азия является следующим после Австралии крупнейшим поставщиком ювелирных корундов. Сапфиры и рубины высокого качества добываются в Таиланде, Лаосе, Вьетнаме, Камбодже, Бирме. Многие месторождения сапфиров и рубинов в этом регионе приурочены к щелочным кайнозойским базальтам (Coenraads et al., 1995). Образование этих базальтов связано, вероятно, с кайнозойской активизацией окраинных частей платформы Хорат (рис. 1.10).

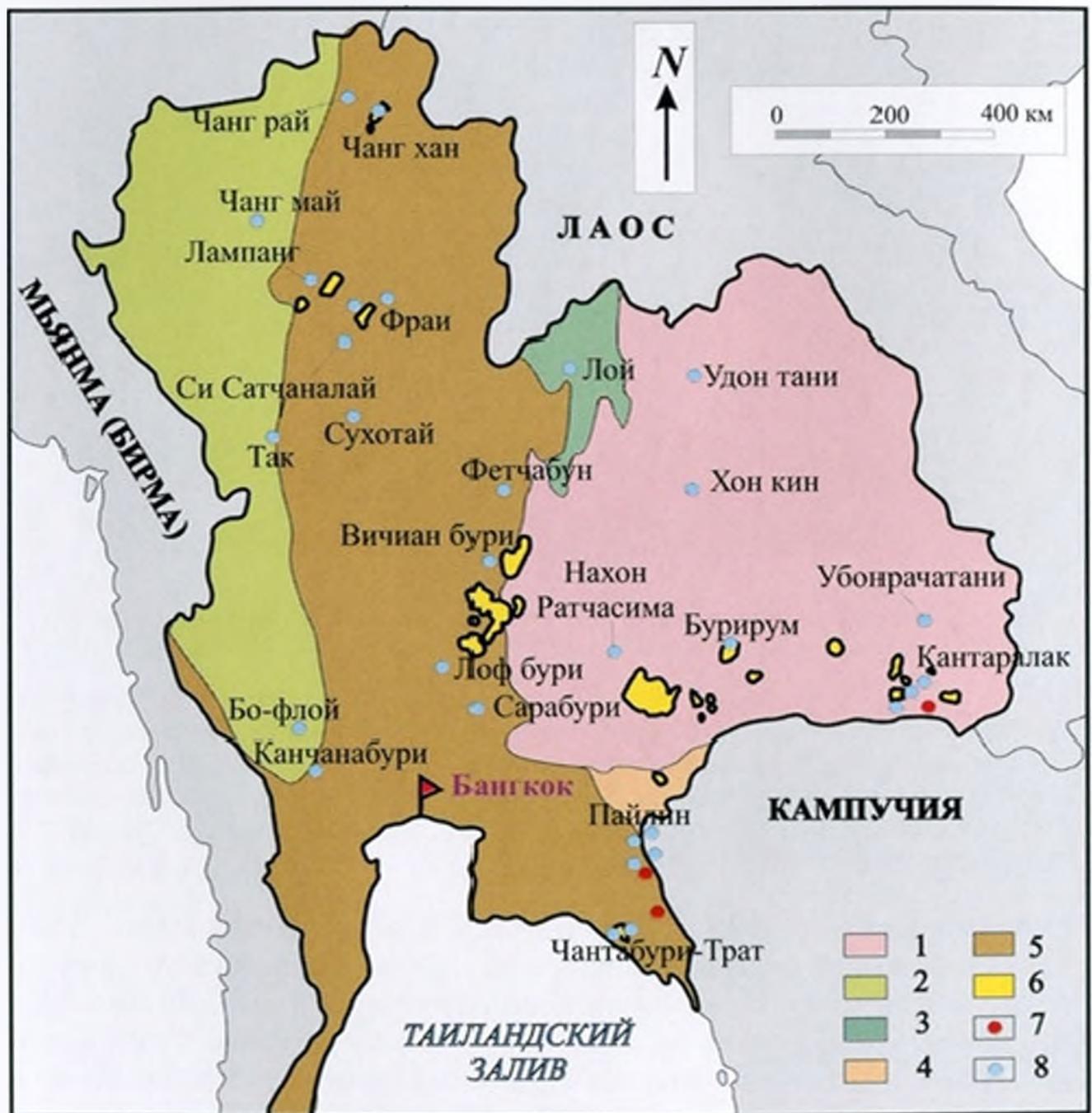


Рис. 1.10. Схема тектонического строения Таиланда (по: Vichit, 1978, 1992): 1 – платформа Хорат, 2 – Тенасерим Шан, 3 – складчатая область Труанг Сон, 4 – бассейн Тонли Сап – Фном Пенх, 5 – Таиландский пояс мезозойских бассейнов, 6 – кайнозойские базальтоиды, 7 – месторождения рубинов, 8 – сапфироносные территории

Платформу Хорат с востока и севера окаймляет складчатая область Труанг Сон, на западе платформу перекрывают отложения Таиландского пояса мезозойских седиментационных впадин, а с юга – отложения впадины Тонли Сап – Фном Пенх. Богатейшей сапфиросной провинцией Таиланда является Чантабури-Трат (Vichit, 1978, 1992; Coenraads et al., 1995).

Сапфиросное поле Чантабури

Месторождение Чантабури находится в пределах Таиландского пояса мезозойских осадочных бассейнов, окаймляющего западную часть платформы Хорат (рис. 1.11) (Coenraads et al., 1995).

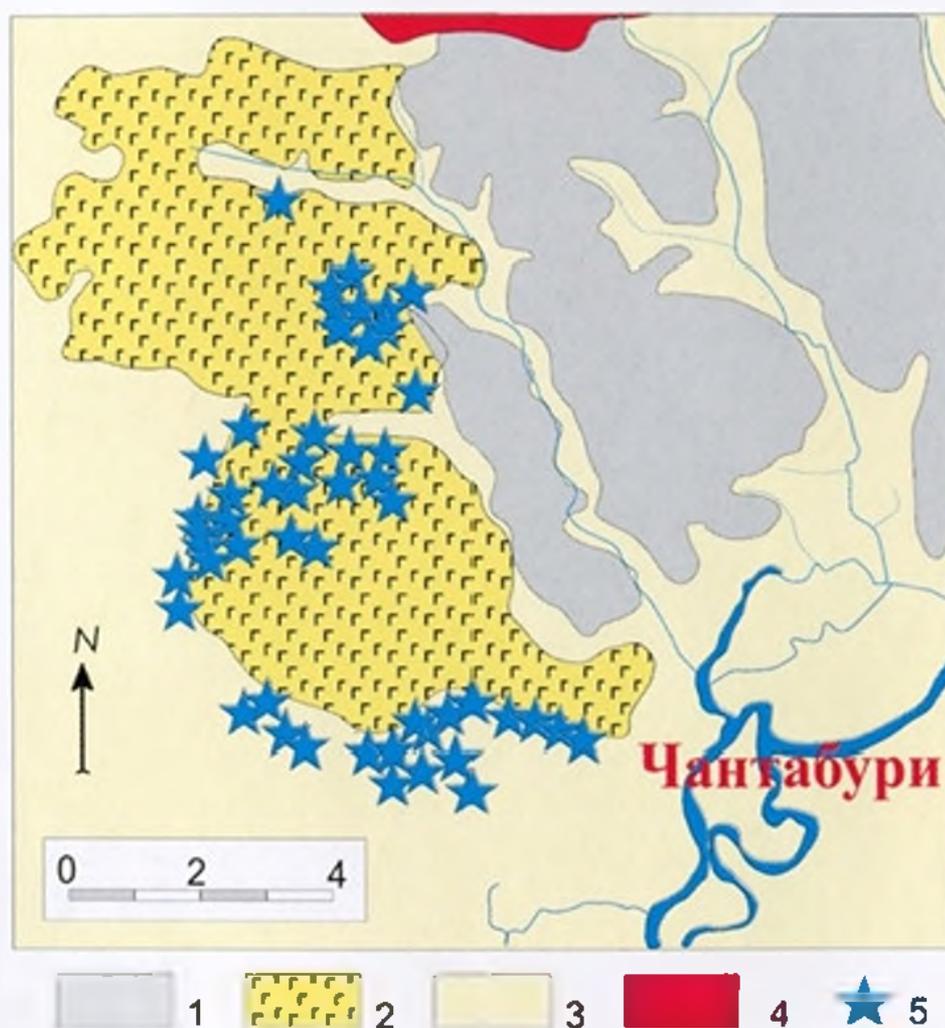


Рис. 1.11. Геологическое строение сапфиросного района Чантабури (по: Coenraads et al., 1995, с изменениями): 1 – карбон-пермские терригенные отложения, 2 – кайнозойские базальты, 3 – четвертичные осадки, 4 – триасовые граниты, 5 – сапфировые проявления

Самыми древними в районе Чантабури являются карбон-пермские песчаники и алевролиты. Магматические образования представлены выходами триасовых гранитов и неогеновых платобазальтов. Все эти образования перекрыты мощным чехлом четвертичных отложений.

ВОСТОЧНАЯ АФРИКА. РУАНДА

Месторождения сапфиров, связанные со щелочными кайнозойскими базальтами, в Восточной и Центральной Африке (Кении и Танзании) известны с начала XX в. В 80-х годах прошлого века аналогичное месторождение обнаружено и на юго-западе Руанды в районе Суангуги (Krzemnicki et al., 1996).

Кайнозойские базальты в Африке связаны с раскрытием Восточно-Африканской рифтовой системы, которая является сегментом крупнейшего в мире Африкано-Аравийского континентального рифтового пояса (Белоусов и др., 1974). Западная граница Руанды совпадает с Танганьикской зоной западной ветви Восточно-Африканского рифта (рис. 1.12).

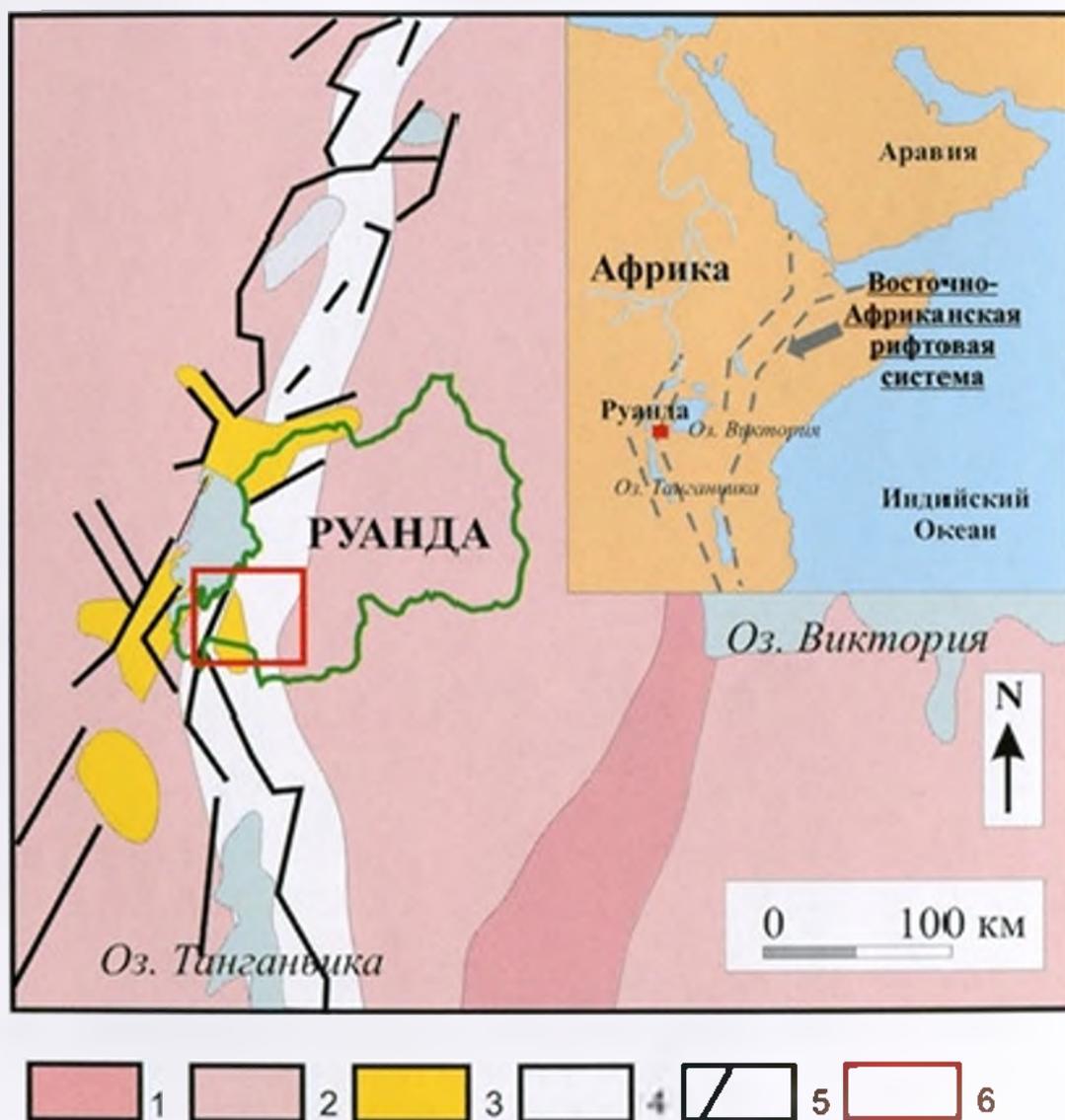


Рис. 1.12. Схема геологического строения западной ветви Восточно-Африканского рифта (по материалам Krzemnicki et al. (1996) и Геологической службы США (<http://www.usgs.com/>)).

1 – раннепротерозойские мигматиты, гнейсы и слюдяные сланцы, 2 – среднепротерозойские сланцы и кварциты, 3 – кайнозойские базальты, 4 – третичные и четвертичные осадки, 5 – разрывные нарушения, 6 – сапфиноносный район Суангуги

Самые древние отложения на территории Руанды – мигматиты, гнейсы и слюдяные сланцы раннепротерозойского Ружижианского фундамента и среднепротерозойский Кибаранский пояс, состоящий из метаморфизованных осадков, преимущественно сланцев и кварцитов, интродуцированных гранитами, и занимающий большую часть Руанды. Кайнозойские щелочные оливковые базальтоиды распространены в западной и северо-западной части страны (Энциклопедия региональной геологии Мира..., 1980). Большая часть базальтов Руанды имеет миоценовый возраст, что соответствует времени образования Восточно-Африканского рифта (Белоусов и др., 1974). Третичные и четвертичные осадки заполняют рифтовую долину на западе страны (западная ветвь Восточно-Африканского рифта).

СЕВЕРНЫЙ МАДАГАСКАР

Остров Мадагаскар представляет собой микроконтинент, отделенный от Африки в результате позднемезозойского рифтогенеза (Геология континентальных окраин, 1979). Большая часть острова (кроме узкой полосы вдоль западного побережья острова и небольших площадей на юге и севере) сложена осадочными и вулканическими отложениями докембрия. Сапфиры в центральном Мадагаскаре добываются с начала прошлого века, а в 90-х годах они были обнаружены и на севере острова. Коренным источником сапфиров в центральном сапфириносном районе являются пегматиты, в северном – щелочные неоген-четвертичные базальты (Schwarz et al., 2000; Milisenda, Henn, 1996; Kiefert et al., 1996).

Кайнозойские базальтоиды представлены излияниями Массива Д'Амбрэ, продукты разрушения которого образуют богатое месторождение сапфиров близ Амбондромифехи (рис. 1.13).

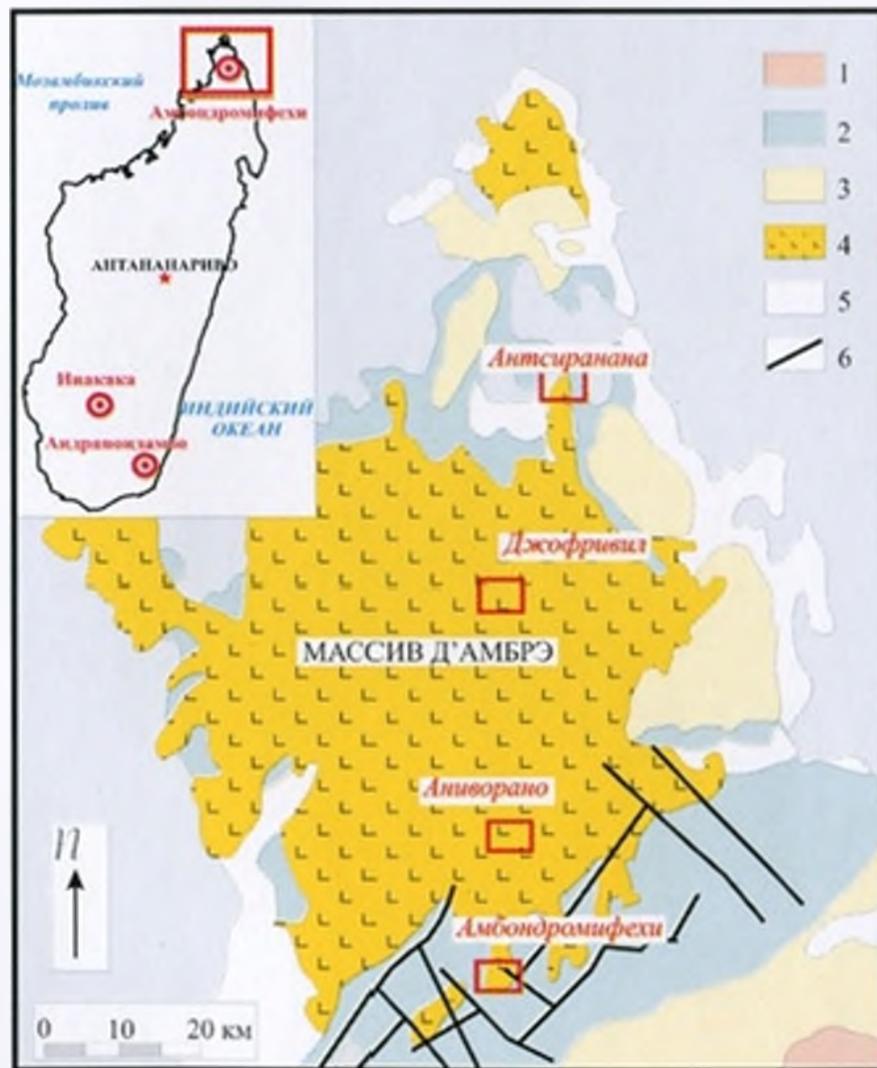


Рис. 1.13. Геологическое строение северного сапфириносного района Мадагаскара (по: Schwarz et al., 2000): 1 – докембрийские гнейсы и метосадки, 2 – юрские известняки, 3 – неогеновые песчаники, 4 – четвертичные отложения, 5 – кайнозойские базальты, 6 – дизъюнктивы

Месторождение Амбондромифехи

Россыли сапфиров на севере Мадагаскара были обнаружены в 1996 г. близ Амбондромифехи (Bank et al., 1996; Lurie, 1998; Schwarz et al., 2000). И уже через два года это месторождение стало одним из самых продуктивных источников высококачественных сапфиров в мире. Однако большую часть месторождения занимает природный заповедник Анкарана, на территории которого сохранены уникальные карстовые образования, поэтому в настоящее время все работы по добыче сапфиров в этом районе прекращены. Месторождение сапфиров Амбондромифехи находится в центральной части провинции Антсиранана (север Мадагаскара). Коренным источником сапфиров здесь являются базальтовые лавы и пирокластика массива Д'Амбрэ, слагающего значительную часть северной сапфиносной провинции острова (Schwarz et al., 2000). Самыми древними отложениями района являются докембрийские метаморфиты (гнейсы и метаосадки) – породы кристаллического фундамента Мадагаскара, которые обнаруживаются на юго-востоке территории. Подстилают базальты массива Д'Амбрэ известняки юрского возраста, а перекрывают их неогеновые песчаники. В структурном плане массив Д'Амбрэ представляет собой крупный стратовулкан, сложенный полями лавы и пирокластическими отложениями (Schwarz et al., 2000).

ВЫВОДЫ

Главные особенности геологии месторождений сведены в табл. 1.1. Сравнение геологического строения районов формирования сапфиносных россыпей показывает, что они все они располагаются на континентальной коре, затронутой процессами рифтогенеза. Сапфиносные районы могут быть приурочены как к древним кристаллическим комплексам, так и к их окраинам или фанерозойским складчатым областям, однако совершенно ясно, что единственной закономерностью для их локализации является пространственная сопряженность с полями кайнозойских щелочных базальтов. Все рассмотренные россыпные месторождения пространственно сопряжены с полями кайнозойских щелочных базальтоидов (базальты оливинные щелочные, базаниты, нефелиниты, гавайиты, пикриты, фонолиты, толентовые базальты), которые в свою очередь связаны с процессом континентального рифтогенеза. Возраст базальтов кайнозойский (4–55 млн лет), а подстилающих эти базальты отложений – самый разный, от протерозоя до мезозоя.

Таблица 1.1. Особенности геологического строения некоторых сапфиноносных районов мира

Ион	Восток Азии (Россия)	Восточная Австралия	Юго-Восточная Азия (Таиланд)	Центральная Африка (Руанда)	Северный Мадагаскар
Звание провинции	Приморье	Новый Южный Уэльс	Чантабури-Трат	Суангуги	Антсиранана
Тип земной коры	Континентальная	Континентальная	Континентальная	Континентальная кора Африканской платформы	Континентальная кора ПалеоАфрикано-Аравийской платформы
Толщина литогной коры	~40 км	>30 км	~20 км	20–30 км	~30 км
Тектоническая обстановка	Фанерозойская складчатая область, обрамляющая Ханкайский кристаллический массив	Фанерозойская складчатая область	Плита Хор, ее складчатое обрамление и перекрывающий комплекс	Восточно-Африканский рифт, западная вост. Танганьикская зона	Микроконтинент
Процесс	Рассеянный рифтогенез, связанный с раскрытием Японского моря	Рассеянный рифтогенез	Рассеянный рифтогенез	Континентальный рифтогенез	-----
Географические широты	Граница Ханкайского и Самаркинского террейнов	-----	-----	Границы Восточно-Африканского рифта	-----
Возраст габбро	4-24 млн л.	12-55 млн л.	0, 44-11, 29 млн л.	<45 млн л. Третичные-четвертичные	Раннетретичные-четвертичные
Характеристика габбро	Базальты оливиновые щелочные, гавайиты, пикриты, мунджериты с мегакристаллами и лерцолитовыми включениями; толситы	Базаниты, нефелиновые гавайиты, нефелиниты, гавайиты, оливиновые базальты, оливиновые толситы	Базаниты, гавайиты, щелочные оливиновые базальты, нефелиновые базаниты с мегакристаллами и лерцолитовыми включениями, толситы	Пикриты, базаниты, нефелиниты, фонолиты, пикритобазальты, щелочные и толситовые оливиновые базальты	Щелочные базальты
Возраст пород, дестилирующих габбро	Протерозой-мезозойский	Протерозой-мезозойский	Палеозой-мезозойский	Протерозойский	Протерозой-мезозойский

ЧАСТЬ II

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ САПФИРОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ ПРИМОРЬЯ

В россыпях крупные (до 20 мм и более) кристаллы сапфиров ассоциируют с такими же мегакристами гиацинта, санидина, титанавгита, керсутита, флогопита, глиноземистой шпинели, магнезиального ильменита, титаномагнетита, граната и некоторых других минералов, которые присутствуют в жерловых и пирокластических фациях близлежащих вулканов. Кроме того, свой вклад в минералогию россыпей вносят и породы фундамента, подстилающие вулканиты. Чем сложнее геологическое строение области питания россыпи, тем более многообразна минералогия ее тяжелой фракции. Например, в результате изучения тяжелой (удельный вес более 3,17) фракции шлихов россыпей Маревского сапфиросного района было обнаружено около 40 минералов, количественные взаимоотношения между которыми представлены на рис. 2.1. В то же время на базальтовых вулканах количество минералов значительно меньше (рис. 2.2). Все эти минералы поступили в россыпи в результате разрушения различных типов пород, и среди них можно выделить несколько минеральных ассоциаций.

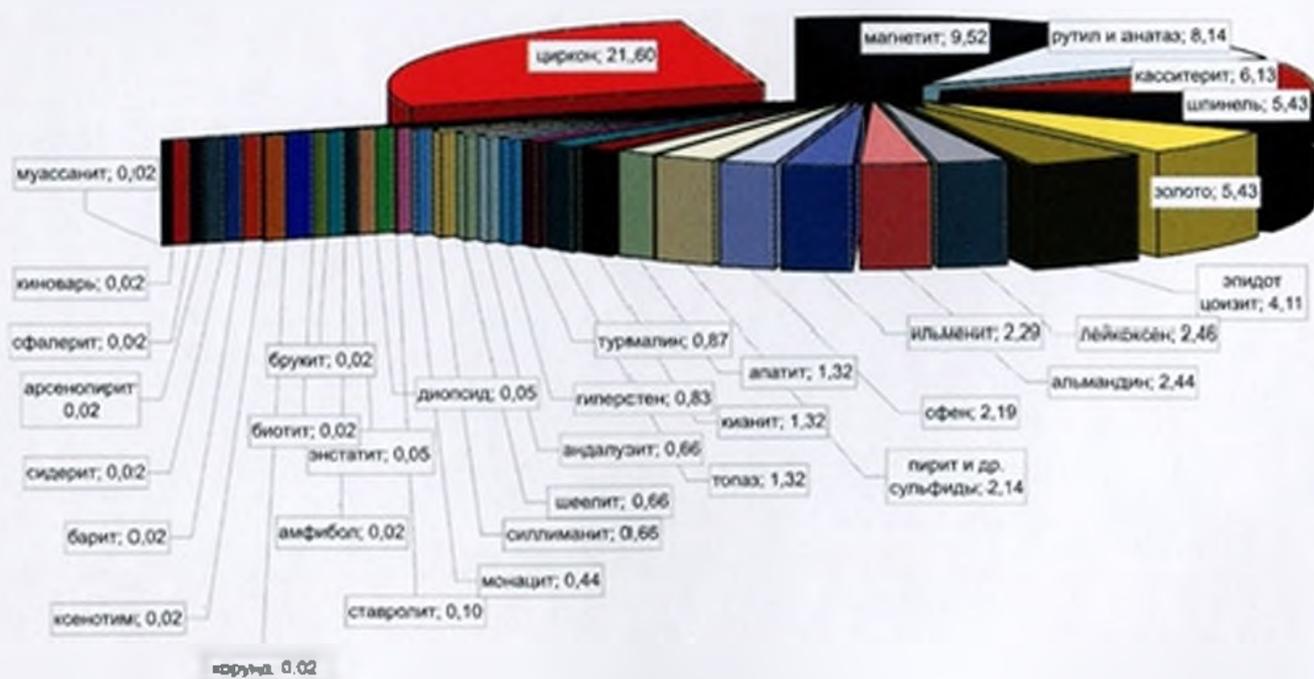


Рис. 2.1. Минеральный состав и количественные взаимоотношения (в об.%) тяжелой фракции шлиха из россыпи Маревского сапфиросного района

Минеральная ассоциация гранитоидов включает кордиерит, гранат и аксессуарные – циркон, апатит, ильменит, монацит и разнообразные сульфиды, а также микроскопический корунд (Симаненко и др., 1997; Khanchuk et al., 2003).

Ассоциация кварц-сульфидных жил, связанных с гранитоидами и метасоматитами приконтактовых зон, образована кварцем, золотом, арсенопиритом, пиритом, сфалеритом, касситеритом, шеелитом, баритом, висмутином и корунд-диаспоровыми агрегатами.

Ассоциация метаморфогенных пород представлена гроссуляром, альмандином, спессартином, турмалином, сфеном, рутилом, брукитом, кианитом, силлиманитом, эпидотом и цонзитом, ставролитом, андалузитом, топазом.

Офиолитовая ассоциация состоит из редких кристаллов высокохромистой шпинели и мелких зерен природных сплавов осмия-иридия-рутения (Высоцкий и др., 2002а).

Ассоциация минералов меймечит-пикритового комплекса представлена главным образом титанавгитом, оливином, хромитом, керсути-

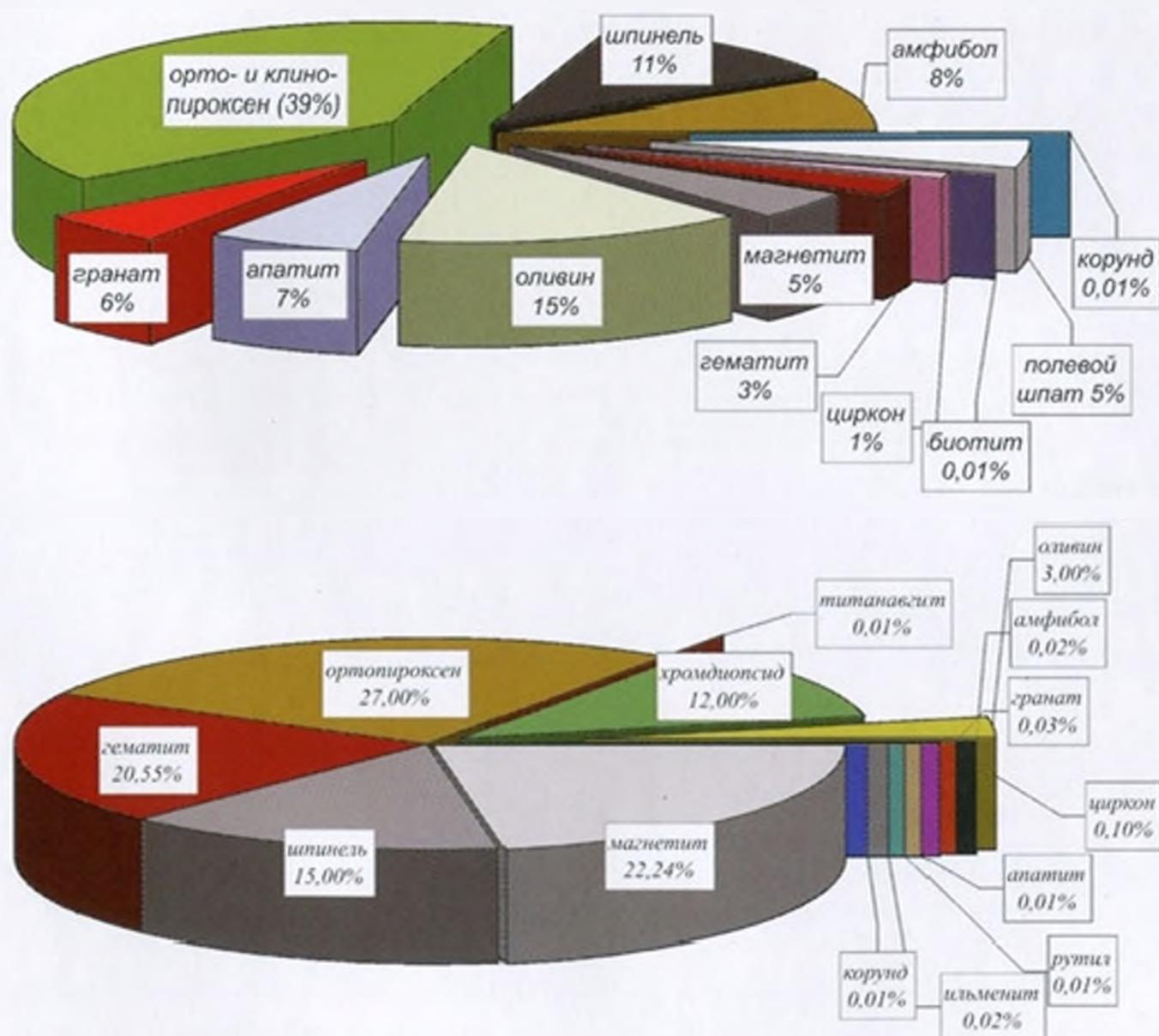


Рис. 2.2. Минеральный состав и количественные взаимоотношения тяжелой фракции шлака из вулканов Конфетка (вверху) и Подгелбаночный (внизу)

том, ильменитом, титаномагнетитом и апатитом; более редкими цирконом, шпинелью и корундом, а также широким спектром других еще более редких минералов (Щека, 1983).

Ассоциация щелочных базальтоидов обычно содержит крупные мегакристы полевого шпата, оливина, титанавгита, керсутита, ильменита и титаномагнетита, а также фрагменты лерцолитовых нодулей, состоящих из оливина, энстатита, хромдиоксида и шпинели (Сахно, Денисов, 1963; Щека, 1983) и реже – продуктов дезинтеграции ксенолитов пироксенитов, габброидов, метаморфических и осадочных пород.

Теоретически корундовая минерализация, в экономически значимом виде найденная только в четвертичном аллювии, может быть связана со всеми упомянутыми проявлениями магматизма. Основанием для такого утверждения может служить то, что микроскопические корунд и циркон обнаружены во всех указанных комплексах, кроме офиолитового. Следует отметить, что шпинель – несомненный участник рассматриваемой минерализации – в значимых количествах присутствует только в верхнеюрских меймечитах и пироксенитах, кайнозойских щелочных базальтоидах и ультраосновных включениях в щелочных магматических породах обоих комплексов (Сахно, Денисов, 1963; Щека, 1983; Ionov et al., 1995; Shecheka et al., 2003; Высоцкий и др., 2002б). Кроме того, большинство исследователей отмечает, что все известные в регионе россыпные проявления *сапфиров, цирконов и шпинелей ювелирной значимости* по пространственной приуроченности, свособразной морфологии и крупным размерам кристаллов, а также химическому составу корундов и включений в них наиболее сходны с мегакристами кайнозойских щелочных базальтоидов (Есин, Перетяцько, 1992; Ананьев и др., 1998; Высоцкий и др., 2002б). В то же время *месторождения ювелирных корундов, связанные с гранитоидами* разного возраста и/или докайнозойскими щелочно-базитовыми комплексами, на тихоокеанских окраинах до сих пор не обнаружены. Поэтому в дальнейшем приводится описание минералов ассоциации щелочных базальтоидов. В ней можно выделить три группы: минералы ультраосновных включений, мегакристы и ксенокристы. Последние встречаются достаточно редко и образуются, как правило, при разрушении ксенолитов в породах коры.

ГЛАВА 1

МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ

САПФИРОНОСНОСТИ РОССЫПИ В ПРИМОРЬЕ



Обломок кристалла
хромдиоксида



Обломки кристаллов титанавгита

Клинопироксен представлен в россыпях двумя разновидностями. Это либо изумрудно-зеленые или бледно-зеленые кристаллы диоксида, либо черные со стеклянним блеском зерна титанавгита. Форма целых кристаллов обычно короткостолбчатая, часто они имеют «ступенчатую» поверхность благодаря избирательному выщелачиванию. Иногда поверхность кристаллов покрыта желтовато-белой оболочкой вторичных, глинистых или карбонатных, минералов. Как правило, в основной массе шлиха размер зерен редко превышает 3 мм по наибольшему измерению. Часто встречаются зернистые агрегаты, состоящие из сплошной массы диоксида, или их сростки с зернами оливина, ортопироксена и шпинели (фрагменты лерцолитовых нодулей из щелочных базальтов). Крупные (5–10 мм) обломки кристаллов черного титанавгита обычно обращают на себя внимание уже на начальных стадиях промывки.



Крупные кристаллы
хромдиоксида являются
прекрасными ювелирны-
ми камнями

По химическому составу клинопироксены образуют две группы. Наиболее многочисленная представлена хромдиоксидами, характеризующимися относительно стабильным составом: железистость колеблется в пределах 7–12 %, концентрации алюминия и хрома повышены, титана понижены (табл. 2.1), что типично для минералов из ультраосновных нодулей щелочных базальтов. Вторая группа образована диоксид-авгитами и титанавгитами. Первые встречаются достаточно редко и характеризуются более высокой железистостью ($f=17-33\%$), содержания титана, алюминия, натрия и хрома невысокие. Эти клинопироксены попали в россыпи, вероятно, из габброидов и метаморфических пород.

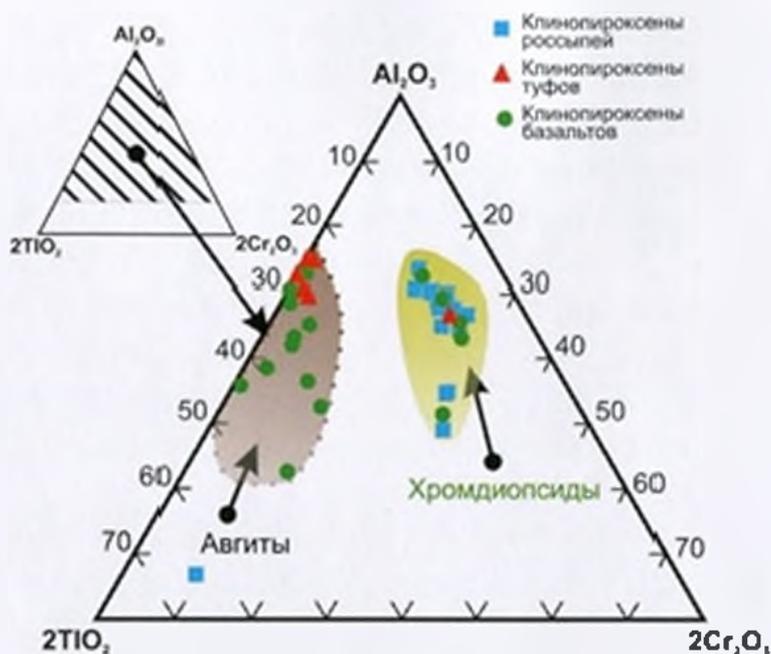


Рис. 2.3. Разделение клинопироксенов по составу на диаграмме $2\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-2Cr}_2\text{O}_3$. Однотипные клинопироксены из россыпей, туфов и базальтов образуют компактные группы

Титанавгиты характеризуются большей железистостью (25–53 %), содержат больше титана (1,35–1,72 % TiO_2), натрия (до 3,5 %) и глинозема (см. табл. 2.1). Подобные титанавгиты типичны для мегакристовой ассоциации и основной массы щелочных базальтоидов.

Таблица 2.1. Представительные анализы клинопироксенов из сапфиросного аллювия и пирокластике кайнозойских щелочных вулканов

Минерал	Хромдиопсиды									Авгиты				
	Россыпи			Туфы			Россыпь	Туфы						
	Р. Кет-ровка	Руч. Филькин Ключ		Руч. Козлов	Влк. Конфетка		Руч. Филькин Ключ	Влк. Конфетка	Руч. Подгелбачный					
SiO_2	52,46	52,24	51,52	52,6	52,03	51,94	51,45	51,71	51,73	52,62	49,04	49,38	49,60	49,79
TiO_2	0,63	0,53	0,46	0,33	0,43	0,44	0,50	0,45	0,46	1,37	1,72	1,35	1,15	1,17
Al_2O_3	7,11	6,49	7,29	5,48	6,95	5,87	7,06	6,28	6,10	1,15	4,83	4,77	8,66	8,70
Cr_2O_3	0,86	0,99	1,1	1,03	1,07	1,13	0,81	0,78	0,70	0,2	0,05	0,02	0,01	0,01
FeO	3,25	2,99	2,66	2,25	2,56	2,47	2,53	2,38	2,29	9,5	10,64	14,96	5,69	5,75
MnO	0,06	0,05	0,03	н.о.	н.о.	0,08	0,00	0,00	0,00	0,16	0,28	0,51	0,18	0,16
MgO	14,72	14,96	15,38	16,47	15,5	15,59	15,00	14,86	14,74	15,33	9,82	7,43	14,01	14,31
CaO	20,15	20,36	19,34	20,37	19,47	20,56	20,43	21,89	21,97	20,4	20,97	18,1	19,35	19,38
Na_2O	1,5	1,36	1,72	1,4	1,75	1,86	1,55	1,27	1,17	0,28	2,56	3,48	1,39	1,32
K_2O	н.о.	н.о.	0,03	0,05	0,06	0,01	0,02	0,04	0,02	н.о.	0,01	0,01	0,02	0,00
Total	100,74	99,97	99,53	99,98	99,82	99,95	99,35	99,66	99,18	101,01	99,92	100,01	100,05	100,59
f	11,0	10,1	8,8	7,1	8,5	8,2	8,6	8,2	8,0	25,8	37,8	53,0	18,5	18,4

Примечание. Здесь и далее – анализы минералов выполнены в ДВГИ на рентгеновских микроанализаторах JXA-5A и JXA -8100. Аналитики: В.И. Сапин, Н.И. Екимова. н.о. – ниже предела обнаружения, н.а. – не анализировалось. $f = \text{Fe}_{\text{обш}} / (\text{Fe}_{\text{обш}} + \text{Mg}_{\text{обш}})$, ат. %; $\text{Fe}^{1+} / \text{Fe}_{\text{обш}} = \text{Fe}^{1+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{1+})$, ат. %; $\text{Mg\#} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{обш}})$, ат. %; $\text{Cr\#} = \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$, ат. %.



У энстатитов иногда сохраняются кристаллографические формы



Обломки кристаллов бронзита

Ортопироксены более разнообразны. Чаще всего они представлены коричневатыми, зеленовато-серыми и буровато- или зеленовато-черными изометричными обломками кристаллов. Хорошо образованные кристаллы редки. Иногда наблюдаются сростки с клинопироксеном, оливином и шпинелью. Обычно ортопироксены прозрачны, но иногда встречаются и слабопрозрачные разновидности. Кристаллы имеют несовершенную спайность и раковистый излом. Размер зерен редко превышает 5 мм.

По химическому составу большинство ортопироксенов относится к энстатиту. Они характеризуются стабильным химическим составом: железистость колеблется в пределах 8–11 %, концентрации алюминия и хрома повышены, титана понижены (табл. 2.2). Подобный состав ортопироксенов типичен для минералов из ультраосновных нодул щелочных базальтов (рис. 2.4).

Более железистые ортопироксены встречаются относительно редко и представлены бронзитом (см. табл. 2.2). Их железистость колеблется в пределах 18–25 %, концентрации алюминия и хрома понижены, титана повышены по сравнению с энстатитами. В то же время более высокие содержания CaO (более 2 %), вероятно, указывают на их образование при повышенных (1100–1200 °C) температурах. Вероятно, бронзиты относятся к ассоциации толентовых базальтоидов и офиолитов.

В единичных случаях встречаются еще более железистые ортопироксены, которые представлены гиперстенами. Их железистость колеблется в пределах 30–50 %, содержание глинозема варьирует в интервале 2–5 % и обратно пропорционально железистости, хром практически отсутствует, а титан очень низок. Невысоки и концентрации кальция, что указывает на низкие температуры (700–800 °C) образования гиперстенов. Эти ортопироксены, вероятно, являются фрагментами метаморфических пород – основных гранулитов.

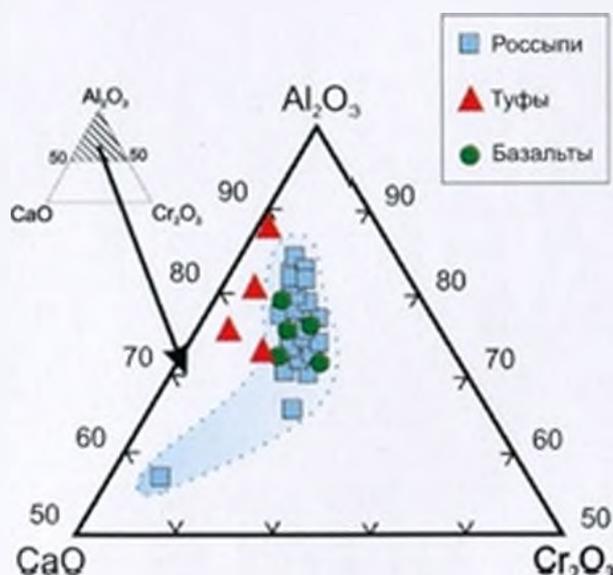


Рис. 2.4. Соотношение кальция, алюминия и хрома в ортопироксенах. По этим параметрам пироксены из базальтов, туфов и сапфирующих россыпей образуют компактную группу

Таблица 2.2. Представительные анализы ортопироксенов из сапфириноносного аллювия, пирокластик и кайнозойских щелочных вулканов

Элемент	Россия												
	Энстатиты						Бронзиты						Гиперстен
Si	55,68	54,54	53,83	54,15	54,8	55,06	56,93	57,17	56,48	54,02	55,97	55,43	55,43
Ti	0,12	0,14	0,14	0,13	0,13	0,14	0,12	0,12	0,11	0,46	0,48	0,44	0,44
Al	2,97	3,91	4,28	4,28	4,81	3,61	3,68	2,47	3,62	3,48	1,27	0,81	0,81
Fe	0,48	0,84	0,43	0,41	0,31	0,44	0,54	0,44	0,58	0,3	0,32	0,11	0,11
Mg	6,38	6,27	6,96	7,03	6,23	7,05	6,41	6,66	6,54	11,75	12,59	15,5	15,5
Ca	0,12	0,1	0,2	0,25	0,16	0,11	0,12	0,1	0,11	0,14	0,17	0,2	0,2
Na	34,27	32,25	33,3	33,9	33,06	32,84	31,49	31,83	30,84	29,08	27,26	25,7	25,7
K	0,68	1,18	0,58	0,58	0,71	0,69	0,73	0,58	0,78	2,29	2,46	2,43	2,43
O	0,11	0,21	0,08	0,07	0,11	0,12	0,12	0,09	0,1	0,09	0,07	0,04	0,04
Sum	н.о.	н.о.	н.о.	0,01	н.о.	н.о.	0,02	0,01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Sum	100,81	99,44	99,8	100,81	100,32	100,06	100,16	99,47	99,16	101,61	100,59	100,66	100,66
Sum	9,45	9,83	10,49	10,41	9,55	10,74	10,24	10,5	10,62	18,46	20,56	25,26	25,26

Элемент	Пирокластика и базальты												
	Энстатиты						Бронзиты						Гиперстен
Si	54,01	55,35	54,66	51,25	51,03	54,03	51,24	54,02	52,6	52,6	52,6	52,6	52,6
Ti	0,03	0,12	0,13	0,90	0,89	0,14	0,05	0,13	0,14	0,13	0,13	0,14	0,14
Al	4,86	4,20	4,25	7,90	7,77	4,88	4,83	2,86	1,63	2,86	1,63	1,63	1,63
Fe	0,52	0,24	0,22	н.а.	0,06	0,74	0,04	0,1	0,07	0,04	0,1	0,07	0,07
Mg	5,98	6,62	6,48	2,97	2,96	6,79	12,2	16,74	19,3	12,2	16,74	19,3	19,3
Ca	0,09	0,21	0,14	0,06	0,09	0,1	0,1	0,23	0,60	0,1	0,23	0,60	0,60
Na	33,94	33,62	33,70	14,49	14,57	32,32	30,3	24,81	24,80	30,3	24,81	24,80	24,80
K	1,32	0,53	0,54	20,98	21,05	1,02	0,62	0,59	0,47	0,62	0,59	0,47	0,47
O	0,09	0,08	0,08	1,55	1,56	0,15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Sum	н.о.	0,01	0,01	0,01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Sum	100,84	100,97	100,20	100,10	99,99	100,17	99,38	99,48	99,61	99,38	99,48	99,61	99,61
Sum	9,0	9,9	9,7	10,3	10,2	10,5	18,4	27,4	30,4	18,4	27,4	30,4	30,4



Мегакристалл
оливина

Оливин встречается в россыпях в виде прозрачных обломков кристаллов и изометричных зерен светло-зеленого или зеленовато-желтого цвета. Их размер обычно не превышает 5 мм, однако иногда попадаются довольно крупные (до 10 мм и более) изометричные зерна. Хорошо образованных кристаллов с ярко выраженными кристаллографическими формами не обнаружено. Иногда встречается в сростках с хромдиопсидом, энстатитом, шпинелью и самородными платиноидами. Часто с поверхности или по трещинам оливин замещается коричневым вторичным минералом (боулингит?).



Ограненный оливин ювелирами называется хризолитом или перидотом

По химическому составу (табл. 2.3) среди оливинов выделяются две группы. Первая, в которую входят большинство кристаллов и их обломков, образована форстеритами. Их состав относительно стабилен: железистость колеблется в интервале 9–12 %, концентрации второстепенных элементов невелики. Эти оливины представляют собой фрагменты лерцолитовых нодулей из щелочных базальтоидов.

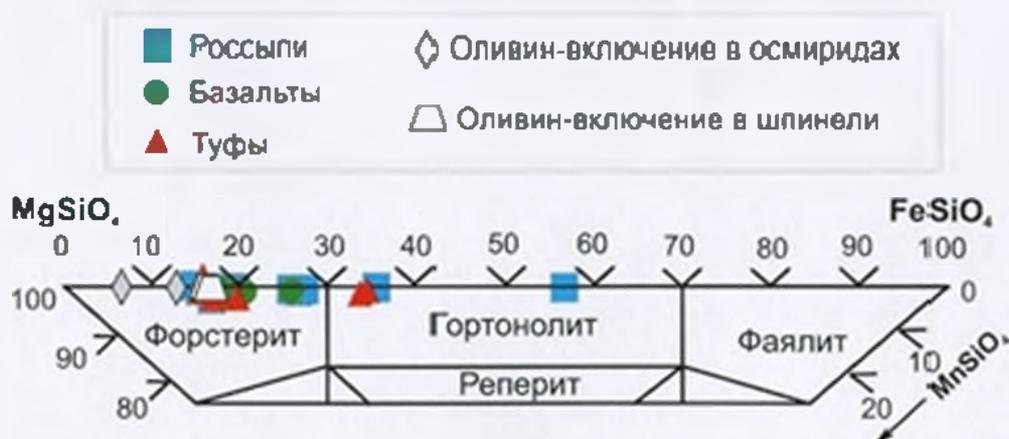


Рис. 2.5. Соотношение форстерит-фаялитовых минералов в оливинах

Вторая группа разнообразна, и многие ее представители относятся к гортонолитам. Хотя она составляет небольшую долю от всех оливинов в россыпях, ее представители отличаются широкими вариациями состава. Железистость колеблется в интервале 14–64 %, концентрации кальция изменяются от 0 до 0,25 %, марганца – до 0,42 %. При желании можно пост-

роить относительно непрерывный ряд изменения составов оливинов от форстеритов лерцолитовых нодулей до самых железистых гортонолитов. Это позволяет считать оливины второй группы представителями мегакристовой ассоциации щелочных базальтоидов и метаморфических пород.

К очень редким минералогическим находкам можно отнести оливины, которые были обнаружены в сростках с самородными сплавами осмия-иридия-рутения в россыпи р. Кедровка. Они отличаются не только низкой железистостью (см. табл. 2.3), малыми содержаниями кальция и марганца, но и повышенными концентрациями никеля, что типично для оливинов из ультраосновных пород офиолитовой ассоциации.

Таблица 2.3. Представительные анализы оливинов из сапфирносного аллювия, пирокластики и кайнозойских щелочных вулканов

	Оливины из россыпей										
	Самостоятельные кристаллы и их обломки							Включения в шпинели		Включения в осмиридах	
SiO ₂	40,91	40,59	42,73	39,63	40,08	40,46	33,44	40,97	40,95	40,14	42,93
Al ₂ O ₃	н.о.	н.о.	0,05	0,11	0,06	0,1	н.о.	0,07	0,07	н.о.	0,75
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0,04	н.о.	0,05	0,09	0,01	0,31	0,02	н.о.	н.о.
FeO	9,47	9,92	10,99	15,29	16,09	20,73	51,6	9,31	9,43	7,25	3,71
MnO	0,05	0,17	0,1	0,26	0,17	0,21	0,42	0,18	0,15	0,12	0,05
MgO	48,72	48,52	47,01	43,78	43,87	38,31	15,92	49,13	49,99	49,43	51,42
CaO	0,03	0,05	0,02	0,2	0,02	0,18	н.о.	н.о.	н.о.	0,03	0,06
NiO	0,29	0,45	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,04	н.а.	н.а.	0,31	0,37
Total	99,51	99,73	100,95	99,31	100,37	100,13	101,43	100	100,64	97,28	100,04
f	9,82	10,28	11,58	16,4	17,05	23,27	64,5	9,6	9,6	7,6	3,89

	Оливины из пирокластики						Оливины из базальтов					
	SiO ₂	38,22	38,07	38,52	38,32	40,73	41,4	41,62	40,54	40,95	40,19	42,02
Al ₂ O ₃	0,52	0,03	0,02	0,03	0,03	н.о.	н.а.	0,07	0,06	0,06	0,01	
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,01	0,06	н.о.	н.о.	н.о.	0,04	
FeO	20,93	20,93	20,54	18,7	9,07	10,6	9,96	10,23	10,72	11,88	9,76	
MnO	0,27	0,21	0,25	0,25	0,16	0,03	0,14	0,09	0,09	0,13	0,11	
MgO	37,69	39,99	41,36	42,27	50,25	48,12	48,52	49,84	48,12	48,44	48,40	
CaO	0,26	0,21	0,2	0,23	0,06	0,02	0,03	0,09	0,06	0,02	0,01	
NiO	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,48	0,23	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	
Сумма	97,9	99,45	100,89	99,82	100,76	100,41	100,35	100,88	100,01	100,73	100,35	
f	23,73	22,68	21,77	19,87	9,18	11	10,3	10,3	11,1	12,1	10,20	



Титанистая роговая обманка (керсутит) – типичный представитель мегакристовой ассоциации щелочно-базальтового комплекса Приморья

Амфибол встречается достаточно редко и только рядом с источником сноса, что соответствует его слабой сопротивляемости механическому истиранию. Обычно он представлен обломками кристаллов призматического облика, разной степени окатанности. Излом ступенчатый. Кристаллы амфибола непрозрачны или слабо прозрачны на тонких сколах, имеют зеленовато-бурый до черного цвет и стеклянный блеск.

По составу это титанистая роговая обманка (керсутит) с широкими вариациями концентраций основных компонентов (табл. 2.4). Железистость колеблется в интервале 13–50 %, содержания титана – от 1,3 до 6,3 %, алюминия – от 12,5 до 16,3 %. Суммарное содержание щелочей не превышает 5,5 %, причем концентрации калия и натрия часто близки при незначительном превышении последнего. Калиевые разновидности хотя и встречаются, но редко.

Таблица 2.4. Представительные анализы амфиболов из сапфироносного аллювия и пирокластики кайнозойских щелочных вулканов

	Россыпи						Туфы					
	Руч. Подселбаночный			Руч. Козлов			Влк. Конфетка					
SiO ₂	41,35	42,63	43,07	39,63	39,88	40,04	41,08	39,54	39,94	39,18	39,66	
TiO ₂	5,46	1,35	4,23	6,93	6,16	6,44	2,32	4,62	4,45	6,26	5,38	
Al ₂ O ₃	13,57	14,97	14,15	12,56	11,76	13,69	16,3	13,88	14,28	14,31	13,68	
Cr ₂ O ₃	0,06	0,19	0,45	н.о.	0,01	н.о.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	
FeO	7,33	4,94	5,15	11,81	11,34	10,05	10,16	15,73	15,29	14,15	14,58	
MnO	0,13	0,1	0,16	0,09	0,18	0,13	н.о.	0,02	0,03	0,09	0,13	
MgO	15,54	18,39	16,43	14,09	14,08	14,73	12,72	9,12	9,02	8,96	9,74	
CaO	11,16	11,23	11,06	10,9	10,89	10,38	11,6	11,25	11,02	10,66	10,06	
Na ₂ O	2,57	2,82	2,99	1,76	2,15	1,88	2,85	2,66	2,84	2,97	3,08	
K ₂ O	1,69	1,08	0,86	3,08	2,43	2,03	1,61	1,78	1,62	1,96	1,93	
Сумма	98,86	97,7	98,55	100,85	98,88	99,37	98,64	98,6	98,49	98,54	98,24	
f	20,91	13,09	14,94	31,96	31,10	27,66	30,92	49,15	48,72	46,95	45,62	

Гранат встречается практически во всех сапфириноносных россыпях Приморья. Обычно он представляет собой зерна или желваки округлой формы, реже – хорошо ограненные кристаллы розового, красного, коричневатого-красного, сиреневого цветов со стекляннным блеском. Большая часть зерен прозрачна, часты минеральные включения. Размер гранатов варьирует от 1–4 мм, в единичных случаях достигая 10 мм в диаметре.

По составу гранаты разделяются на несколько групп:

- 1) спессартин-альмандины, вероятно связанные с разрушением мезозойских гранитоидов;
- 2) гроссуляр-андрадиты, поступившие в россыпи из скарнированных триасовых известняков олистостромового комплекса;
- 3) альмандин-пиропы, являющиеся фрагментами метаморфических пород (табл. 2.5).

Гранаты первых двух групп широко распространены в россыпях, имеющих полигенную область питания (реки Кедровка, Черная Речка, Маревка и т. д.).

Третья группа гранатов является индикатором базальтовых трубок взрыва и появляется в россыпях, имеющих большую составляющую из базальтов и базальтовой тефры в области питания (ручьи Филькин Ключ, Подгелбаночный и др.). Наиболее полно изучены гранаты из тефры вулкана Конфетка. Гранаты здесь утратили кристаллографические формы, трещиноваты и изменены по трещинам. Неизмененные зоны граната имеют оранжево-красный или розовый цвет, прозрачны, иногда содержат включения ильменита. Размеры наиболее крупного кристалла составляют 16x11x9 мм, размер кристаллов граната в базальтах не более 3 мм. В гранат-пироксеновых сростках гранат обычно занимает большую часть (70–95 %), составляя ядро фрагмента, а на поверхности расположены кристаллы клино- или ортопироксена (5–15 %) и ильменита (5–10 %). В составе некоторых фрагментов присутствует плагиоклаз. По химическому составу (рис. 2.6) гранаты представлены альмандин-пиропом и образуют две группы – относительно высококальциевую (СаО около 6 %), более многочисленную, и низкокальциевую (СаО около 3 %). Первая группа характеризует клинопироксеновый парагенезис, вторая – ортопироксеновый. Обе группы отличаются большими вариациями по железистости, образуя вытянутые области вдоль оси MgO–FeO. Следует отметить, что в составе гранатов практически отсутствует примесь хрома.



Мегакристалл граната из вулкана Конфетка



Бриллиантовая огранка альмандина

Изучение состава минералов гранат-пироксеновых сростков позволяет оценить температуры и давления их образования. Температуры по дву-пироксеновому геотермометру Д. Лидсли (Lindsley, 1983) составляют порядка 900 °С для железистых разностей пироксенов и повышаются до 1100 °С для магниевых при давлении порядка 10–12 кбар. Давление для гранат-двупироксен-плагиоклазовой ассоциации (Pagiá et al., 1988) при температуре 900 °С рассчитывается в интервале 10,5–11,5 кбар.

Подобная ассоциация с аналогичными составами минералов была описана О.В. Авченко (Авченко, 1990) в метабазитах чогарского комплекса Сивакано-Токского блока на р. Верхний Моксин и горе Икондя. Специальное термобарометрическое исследование показало, что эти образования могут рассматриваться как самые глубинные из известных в архейских комплексах гранулитов, условия образования которых определяются значениями $P=10-13$ кбар и $T=900-1000$ °С. Близкие РТ-параметры рассчитываются по Gr-Crx геотермометру и Crx-Gr-Pl геобарометру (Авченко, 1990) и для салдинского комплекса Среднего Урала (А.И. Русин).

Таким образом, было бы логично сделать вывод, что гранат-пироксеновые сростки являются фрагментами гранулитов из самых низов коры или мантии. Однако С.А. Щеской была описана подобная “эклогитовая” (гранат + клинопироксен) ассоциация минералов, которая в виде прожилков пересекала ксенолит гиперстен-роговообманкового “гранулита” из четвертичных щелочных базальтов вулкана Подгелбаночный (Шкотовское плато, Приморье). Автор (Щека, 1983) высказал предположение, что появление подобных “эклогитов” в щелочных базальтах связано не с их поступлением из мантии, а с переработкой коровых ксенолитов под влиянием высокотемпературной щелочной магмы. Отсюда следует, что гранаты могут фиксировать физико-химические параметры самой базальтовой магмы на каком-то этапе ее развития.

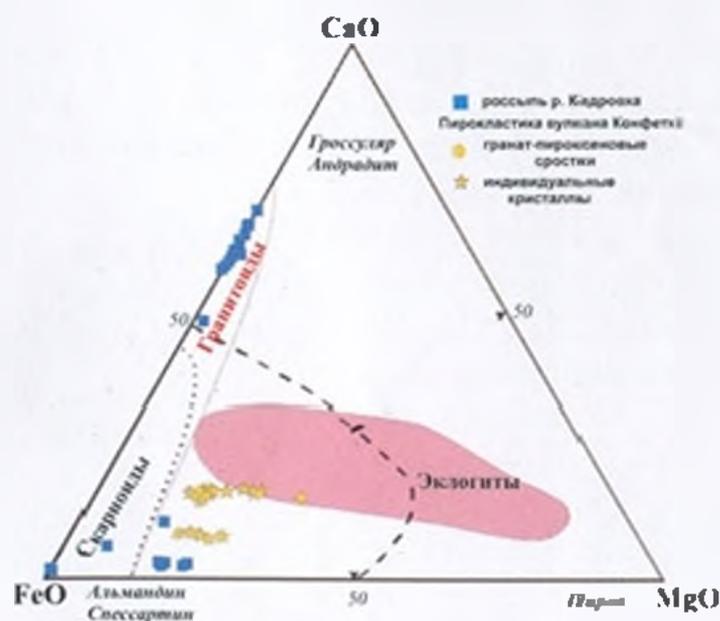


Рис. 2.6. Гранаты р. Кедровка и вулкана Конфетка на генетической диаграмме Соболева

Таблица 2.5. Представительные анализы гранатов из сапфириноносного аллювия и пирокластике кайнозойск
щелочных вулканов

	Россыпи															
	Гроссуляры									Альмандины						
	37,59	38,64	38,36	38,70	40,37	40,20	40,87	38,20	37,48	38,04	38,46	37,82	38,53	38,84	38,56	38
	0,10	0,02	0,14	0,07	0,24	0,06	0,01	0,14	0,13	0,11	0,05	0,06	0,05	0,03	0,05	0
	21,96	21,74	21,71	25,50	22,00	21,26	21,62	20,46	21,68	21,18	21,58	20,82	21,34	21,33	20,98	20
	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,02	0,01	0,05	0,05	0,03	0,05	0
	14,25	14,68	14,63	11,35	12,02	14,04	14,78	14,96	15,66	15,81	29,47	31,75	29,58	30,34	32,42	28
	0,66	0,82	0,15	0,10	0,34	0,49	1,13	0,48	0,35	0,82	2,00	5,11	0,56	2,03	1,18	1
	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,24	0,02	6,89	2,65	8,41	6,67	7,43	8
	25,10	23,26	23,61	22,75	22,01	22,03	20,95	23,12	22,82	22,96	1,04	2,15	1,00	1,09	1,02	1
на	99,71	99,16	98,62	98,47	96,99	98,08	99,36	97,41	98,39	98,96	99,50	100,41	99,52	100,36	101,69	99

	Россыпи					Пирокластика									
	Спессартины					Альмандин-пироп									
	37,15	36,29	36,62	36,55	36,98	39,02	40,43	38,49	38,60	41,31	38,27	39,50	39,99	40	
	0,77	0,11	0,25	0,15	0,08	0,21	0,29	0,09	0,12	0,13	0,03	0,25	0,28	0	
	19,64	21,25	21,14	18,07	20,23	20,22	19,86	22,02	21,68	20,16	22,22	22,58	20,96	23	
	0,00	0,00	0,01	0,05	0,03	0,00	0,01	0,05	0,05	0,09	0,05	0,03	0,02	0	
	7,41	28,43	6,30	4,80	23,50	26,33	25,49	27,72	27,54	25,91	26,95	22,00	21,79	16	
	23,17	12,73	30,12	30,82	11,65	0,80	1,13	1,08	1,03	2,41	0,42	0,87	0,73	0	
	0,28	0,17	0,22	0,00	4,41	6,49	6,63	7,96	7,94	8,27	10,44	9,55	9,41	14	
	12,09	0,47	6,16	9,73	3,33	5,93	5,58	3,04	3,02	2,57	0,83	5,90	6,10	5	
на	100,51	99,45	100,82	100,17	100,21	99,00	99,42	100,45	99,98	100,85	99,21	100,68	99,28	101	



Мегакристалл
гиацинта из россыпи
р. Кедровка



Бриллиантовая
огранка гиацинта

Циркон – типичный представитель сапфироносных россыпей. Облик, размер и цвет кристаллов в россыпях варьируют в широких пределах, поскольку многообразны источники его поступления. И только один тип кристаллов циркона постоянно ассоциирует с сапфиром и является индикаторным минералом – это гиацит.

Кристаллы гиацита окрашены в красно-оранжевые цвета: алые, красные, буро-красные, оранжево-красные до желто-коричневых. Их форма обычно призматическая и дипирамидальная, нередко комбинации призм и дипирамиды или зерна неправильной формы. Часты обломки с характерным раковистым изломом и алмазным блеском. Многие кристаллы трещиноваты, иногда содержат минеральные включения. Поверхность обычно неровная, с фигурами травления, однако встречаются кристаллы и с идеально-гладкими блестящими гранями. Размер кристаллов гиацита обычно не превышает 5–7 мм, однако нередко и более крупные – до 20 мм.

Химический состав гиацитов относительно стабилен (табл. 2.6). Содержания циркония колеблются в интервале 64–68 %, кремния – 33–29 %. Из элементов-примесей в значимых количествах обнаружен только гафний, содержания урана и тория на уровне аналитической ошибки.

Как видно из рис. 2.7, для мегакристов гиацита Приморья характерны низкие концентрации гафния (0,7–2,7 % HfO_2), что вроде бы отличает их от минералов австралийских и китайских месторождений. Однако вполне вероятно, что такое расхождение связано не с реальными соотношениями этих элементов, а с разными методическими подходами в их определении. Проведенные нами анализы гиацитов из австралийских месторождений показали, что существенной разницы в концентрациях гафния нет (см. табл. 2.6).



Рис. 2.7. Содержание Zr и Hf в гиацитах Приморья, Австралии и Китая

Таблица 2.6. Представительные анализы цирконов из сапфиросного аллювия, пирокластик и кайнозойских щелочных вулканов

	Цирконы из россыпи р. Кедровка											
	Самостоятельные кристаллы и их обломки											
	SiO ₂	32,6	32,53	32,47	32,54	32,44	32,61	32,18	32,44	32,45	32,65	32,45
ZrO ₂	66,56	65,95	66,8	66,59	66,67	66,88	66,54	66,54	66,89	66,38	66,8	
HfO ₂	1,01	0,88	0,9	0,96	1,05	0,98	1,03	0,95	1,13	1,2	1,44	
Y ₂ O ₃	0,14	0,07	0,21	0,2	0,16	0,16	0,19	0,12	0,09	0,09	0,09	
Сумма	100,31	99,43	100,38	100,29	100,32	100,63	99,94	100,05	100,56	100,32	100,78	

	Цирконы из россыпи р. Кедровка											
	Самостоятельные кристаллы и их обломки											
	SiO ₂	32,55	32,55	32,08	32,41	32,27	32,05	32,13	32,09	32,02	32,2	31,8
ZrO ₂	66,7	66,68	66,48	66,86	65,73	65,52	65,67	65,73	65,59	65,75	65,3	
HfO ₂	1,03	1,01	1,25	0,99	0,99	1,07	0,96	0,84	0,97	0,95	1,13	
Y ₂ O ₃	0,11	0,23	0,08	0,12	0,08	0,06	0,06	0,06	0,14	0,06	0,09	
Сумма	100,39	100,47	99,89	100,38	99,07	98,7	98,82	98,72	98,72	98,96	98,32	

	Цирконы из россыпи руч. Козлов						Цирконы из россыпи руч. Подгелбаночный					
	Самостоятельные кристаллы и их обломки											
	SiO ₂	32,17	32,16	33,46	31,82	32,17	31,85	31,32	31,49	31,7	31,84	28,67
ZrO ₂	67,2	65,92	64,92	65,93	66,51	67,06	64,56	64,44	65,33	65,06	68,22	
HfO ₂	1,19	1,6	2,09	1,75	1,73	1,17	1,55	1,32	0,96	0,82	2,73	
Сумма	100,56	99,68	100,47	99,5	100,41	100,08	97,43	97,25	97,99	97,72	99,62	

	Пирокластика вулкана Конфетка				Из базальта	Включения в корундах		Цирконы из россыпей Австралии			
	SiO ₂	32,91	32,42	32,1		33,19	32,25	31,45	31,16	32,6	32,16
ZrO ₂	66,13	67,14	66,44	66,87	66,29	67,48	67,66	66,59	66,66	66,06	66,34
HfO ₂	2,33	2,12	2,22	1,52	1,3	0,41	0,72	0,96	1,02	1,17	1,06
Сумма	101,37	101,68	100,76	101,58	99,84	99,34	99,54	100,15	99,84	99,83	99,32



Мегакристаллы шпинели из россыпи р. Кедровка

Шпинель – матово-черные или темно-серые кристаллы, их обломки и изометричные зерна с ямчатой поверхностью, смоляно-черные на сколе. Обычно шпинель непрозрачна, однако часто присутствуют внутренние эффекты на тонких сколах (золотистые искры в буро-коричневой или серой основной массе), иногда наблюдается просвечивание по краям в бордово-красных, реже – серо-зеленых тонах. Размер кристаллов шпинели редко превышает 10 мм, однако встречаются отдельные кристаллы до 25 мм по наибольшему измерению.

Крупные кристаллы обычно имеют таблитчатую форму.

В россыпи р. Кедровка С.В. Есин и Ю.В. Перетьяко (1992) по хромистости выделяют четыре группы шпинелей – от безхромистых до высокохромистых, причем наиболее высокохромистая шпинель, по их данным, имеет содержание $\text{Cr}_2\text{O}_3=27$ мас.%. С.А. Ананьев с соавторами (1998) приводят анализ еще более высокохромистой шпинели, содержащей $\text{Cr}_2\text{O}_3=43,5$ мас.%. По данным геологов-производственников, в россыпи отмечаются единичные зерна шпинели, в которых содержание Cr_2O_3 колеблется от 58 до 62 мас.%.
 Шпинель, ограненная розой



Шпинель, ограненная розой

Нами по составу шпинели разделяются на три группы. Первая группа образована герцинитами, практически не содержащими хрома. Их магнетизм колеблется в интервале 40–70 %, они могут содержать титана до 1 % и более и наиболее окислены (табл. 2.7). Шпинели этой группы образуют крупные мегакристаллы, краевые зоны в зональных кристаллах шпинелей и шпинелевые «рубашки» на кристаллах корунда.

Вторая, в которую входит большинство шпинелей, образована глиноземистым малохромистым герцинитом. Содержание хрома в этой группе колеблется от 7 до 25 %, они магнетизмальные и слабо окисленные, что типично для шпинелей из лерцолитовых нодул щелочных базальтов. Кроме того, шпинели второй группы образуют центральные части некоторых зональных мегакристаллов.

Специфическими особенностями шпинелей третьей группы являются низкие титанистость и окисленность при аномально высокой хромистости (концентрация Cr_2O_3 колеблется от 43 до 62 мас.%) и магнетизмальности. Это отчетливо отражается на диаграмме Al-Ti-Cr (рис. 2.8), где эти шпинели однозначно попадают в поле офиолитов, в то время как основная масса шпинелей занимает область лерцолитовых включений в щелочных базальтах. Единичные точки составов шпинелей оказываются в поле щелочно-ультраосновных комплексов, представленных юрскими пикритами и меймечитами.

Минералы-индикаторы сапфиросности россыпи в Приморье

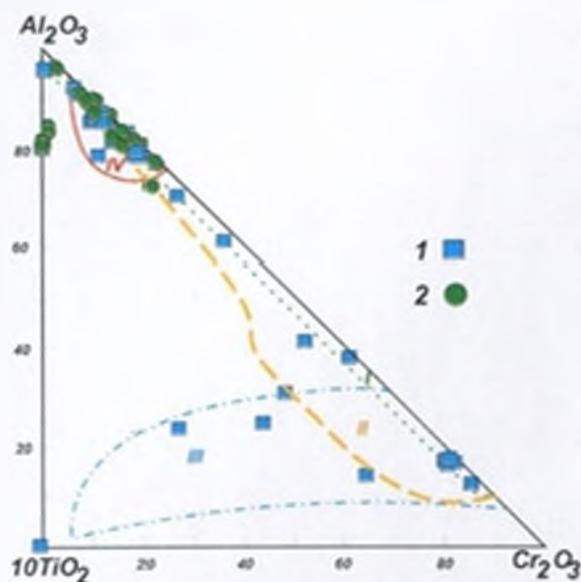


Рис. 2.8. Шпинели из сапфиросных россыпей на диаграмме Al-Ti-Cr (ат.%). 1 – россыпи, 2 – лерцолитовые включения и мегакристы в щелочных базальтах. Поля: офиолитов (I), концентрически-зональных массивов уральского (II) и кондерского (III) типов, лерцолитовых включений и мегакристов в базальтах (IV). (I–III по: Шцека, Вржосек, 1999, IV – по: Шцека и др., 1983)

Таблица 2.7. Представительные анализы шпинелей из сапфиросного аллювия, пирокластике и кайнозойских щелочных вулканов

	Самостоятельные кристаллы и их обломки					Оболочки корундов					
	Р. Кедровка					Руч. Филькин Ключ	Руч. Подгелбаночный			Австралия	
TiO ₂	1,06	1,01	0,18	0,18	0,19	1,00	0,19	0,06	0,06	0,11	0,05
Al ₂ O ₃	57,25	57,51	52,99	56,84	56,58	54,21	61,91	63,21	62,84	61,27	64,46
Cr ₂ O ₃	0,29	0,31	0,04	0,01	0,03	0,00	0,06	0,02	0,03	0,20	0,16
Fe ₂ O ₃	7,58	7,75	8,02	6,61	6,41	11,42	2,85	2,41	3,32	5,09	2,47
FeO	21,59	21,81	32,61	25,1	24,83	16,77	19,84	18,98	18,71	13,37	16,18
MnO	0,21	0,33	1,38	0,82	0,83	0,14	0,56	0,43	0,52	0,31	0,23
MgO	13,46	13,37	4,09	9,78	9,79	15,84	13,95	14,78	14,96	17,93	16,95
ZnO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,14	0,11
Сумма	101,44	102,09	99,31	99,34	98,66	99,39	99,37	99,90	100,45	98,42	100,61
Cr#	0,34	0,36	0,05	0,01	0,04	0,00	0,06	0,02	0,03	0,22	0,17
Mg#	52,66	52,24	18,29	41,01	41,30	62,76	55,64	58,15	58,79	70,53	65,15
Fe ²⁺ /Fe _{total}	24,03	24,25	18,14	19,18	18,87	38,03	11,46	10,27	13,78	25,54	12,09

	Самостоятельные кристаллы и их обломки										
	Р. Кедровка										Руч. Филькин Ключ
TiO ₂	0,08	0,17	0,16	0,13	0,13	0,15	0,23	0,37	0,35	0,17	0,24
Al ₂ O ₃	62,1	58,06	57,26	56,35	57,70	57,64	54,46	47,99	42,01	54,52	43,98
Cr ₂ O ₃	7,39	9,68	10,95	11,74	11,56	12,09	14,04	18,19	24,52	12,22	23,70
Fe ₂ O ₃	0,00	2,03	1,81	0,67	0,09	0,47	0,74	3,56	3,65	2,23	2,89
FeO	10,18	9,58	9,76	10,06	11,2	10,36	11,71	10,23	10,00	9,60	10,60
MnO	0,10	0,11	0,12	0,13	0,13	0,1	0,15	0,14	0,17	0,09	0,10
MgO	20,55	20,77	20,62	19,98	19,67	20,4	19,03	19,26	18,68	20,10	18,64
ZnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Сумма	100,41	100,41	100,69	99,06	100,48	101,22	100,36	99,75	99,39	98,94	100,16
Cr#	7,39	10,06	11,37	12,26	11,85	12,33	14,74	20,27	28,13	13,07	26,55
Mg#	78,27	79,46	79,03	77,99	75,81	77,84	74,36	77,06	76,92	78,88	75,83
Fe ²⁺ /Fe _{total}	0,00	16,03	14,32	5,66	0,72	3,93	5,39	23,87	24,75	17,31	19,72

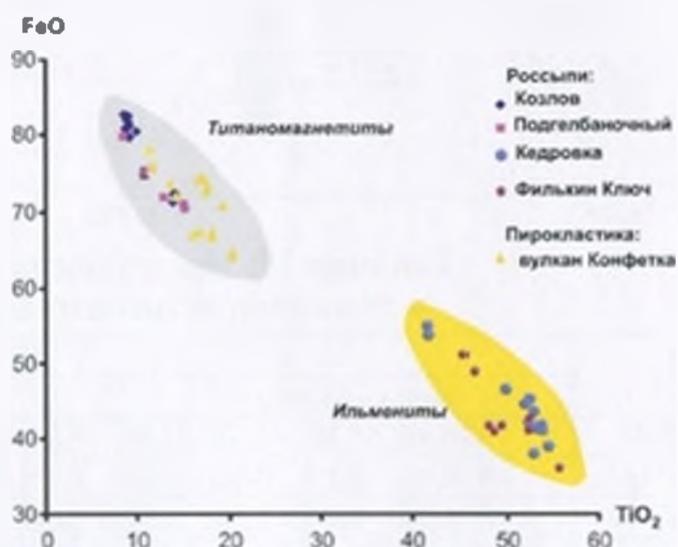
	Самостоятельные кристаллы и их обломки								
	Р. Келровка								
TiO ₂	0,56	1,76	2,88	0,11	1,51	0,11	0,07	0,14	0,12
Al ₂ O ₃	33,16	23,32	20,72	26,18	11,38	8,17	8,24	7,88	8,22
Cr ₂ O ₃	33,64	34,89	34,82	41,78	47,60	60,46	62,16	60,18	58,8
Fe ₂ O ₃	2,18	9,98	10,69	3,48	6,68	4,08	1,37	5,63	5,65
FeO	14,99	15,50	19,28	16,51	27,80	12,65	17,89	12,4	14,27
MnO	0,18	0,34	0,37	0,43	1,96	0,38	0,34	0,19	0,28
MgO	14,64	13,88	12,00	12,91	3,62	13,09	9,93	13,57	12,22
Сумма	99,36	99,67	100,76	101,40	100,55	98,94	100,00	99,99	99,56
Cr#	40,49	50,09	52,99	51,70	73,72	83,23	83,50	83,67	82,75
Mg#	63,54	61,51	52,62	58,25	18,85	64,87	49,76	66,13	60,44
Fe ²⁺ /Fe _{total}	11,59	36,72	33,32	15,96	17,80	22,52	6,45	29,03	26,29



Ильменит и титаномагнетит обычны для всех сапфиросных россыпей Приморья. Как правило, они представлены стально-серыми или черными зернами неправильной формы с округлыми («оплавленными») краями, имеющими на сколе смолисто-черный или темно-серый цвет и раковистый излом. На некоторых кристаллах ильменита и титаномагнетита наблюдается тонкая окисная пленка, дающая характерную сине-зеленую побежалость. Хорошо ограненные кристаллы октаэдрического или ромбододекаэдрического габитуса встречаются редко и обычно имеют небольшие (2–3 мм) размеры. В то же время часто встречаются уплощенные или пластинчатые формы.

Хорошо ограненные кристаллы октаэдрического или ромбододекаэдрического габитуса встречаются редко и обычно имеют небольшие (2–3 мм) размеры. В то же время часто встречаются уплощенные или пластинчатые формы.

Рис. 2.9. Содержание FeO и TiO₂ в титаномагнетитах и ильменитах из сапфиросных образований Приморья



По химическому составу (табл. 2.8 и рис. 2.9) ильмениты и титаномагнетиты варьируют в широких пределах. Например, содержания основных компонентов (FeO и TiO₂) в них могут меняться на 10–20 %. При этом сами кристаллы обычно гомогенны, структуры распада твердых растворов в них наблюдаются нечасто (рис. 2.10). Многие ильмениты обогаще-

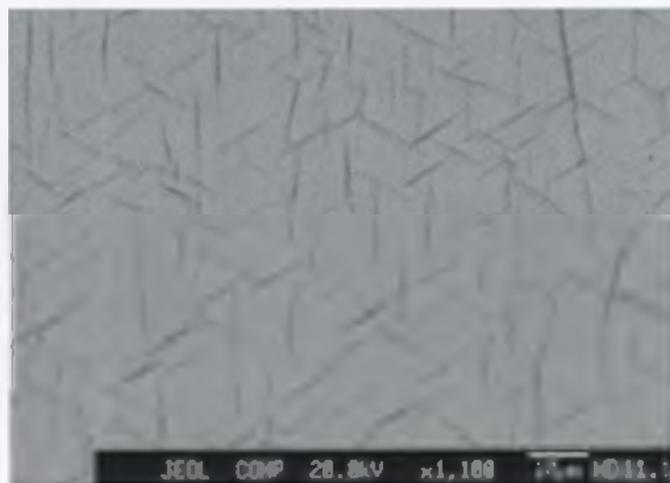


Рис. 2.10. Структура распада твердого раствора в мегакристалле ильменита

ны гейкелитовой компонентой (20–28 %) и по этому параметру относятся к пикроильменитам, характерным для кимберлитов (рис. 2.11). Однако, в отличие от кимберлитовых, в ильменитах из сапфиросных россыпей содержится мало хрома, что свойственно именно ильменитам из базальтов (Салтыковский, Геншафт, 1985). По нашим данным, сапфиросные вулканы содержат преимущественно титаномагнетит, ильменит встречается в них весьма редко, что свидетельствует о более окислительной обстановке кристал-

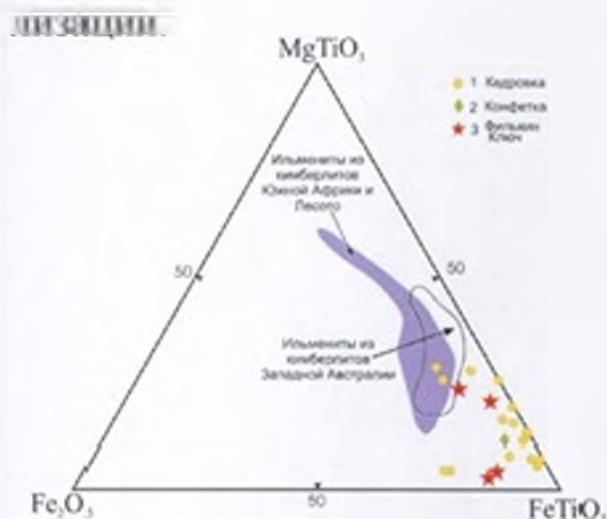


Рис. 2.11. Составы ильменитов из сапфиросных образований Приморья и их соотношение с ильменитами из алмазоносных кимберлитов

Таблица 2.8. Представительные анализы ильменитов и титаномагнетитов из сапфиросного аллювия

	Ильмениты													
	Руч. Филькин Ключ				Р. Кедровка									
	TiO ₂	45.47	49.48	52.38	46.57	48.74	55.75	48.01	52.45	52.55	49.89	52.32	53.10	52.94
Al ₂ O ₃	0.49	0.37	0.27	0.65	0.89	0.35	0.80	0.32	0.13	0.11	0.00	0.09	0.22	0.18
Cr ₂ O ₃	0.49	0.00	0.00	1.39	0.90	0.08	0.73	0.15	0.12	0.00	0.00	0.03	0.11	0.06
Fe ₂ O ₃	14.13	10.19	5.12	11.09	12.89	0.47	12.68	2.12	2.03	6.92	4.17	2.19	0.33	0.12
FeO	38.51	32.59	36.76	38.94	29.49	36.72	30.42	40.80	43.61	40.38	38.49	39.57	43.35	38.94
MnO	1.23	0.51	0.32	0.94	0.31	0.78	0.37	0.98	0.94	0.79	0.81	0.87	0.78	0.86
MgO	0.63	6.39	5.62	1.11	7.87	7.08	6.94	3.01	1.51	2.06	4.33	4.09	1.94	5.14
ZnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Сумма	100.96	99.54	100.48	100.70	101.10	100.30	99.96	99.84	100.90	100.16	100.13	99.95	99.68	99.77

	Титаномагнетиты													
	Руч. Козлов					Влк. Конфетка					Руч. Подселбаночный			
	TiO ₂	9.05	9.22	10.02	9.14	8.88	8.61	16.66	13.67	14.20	17.56	18.00	11.06	15.24
Al ₂ O ₃	1.32	1.32	1.30	2.17	2.17	2.17	6.57	6.76	6.83	2.35	4.42	3.69	4.26	4.03
Cr ₂ O ₃	0.06	0.06	0.06	0.12	0.12	0.12	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.03	0.02
Fe ₂ O ₃	36.86	35.84	36.32	36.57	37.41	37.30	29.86	34.65	31.94	31.69	31.05	42.81	33.24	30.58
FeO	50.07	50.52	49.19	48.09	49.85	50.59	40.64	42.57	43.53	44.95	38.82	36.35	40.49	40.59
MnO	0.59	0.59	0.59	0.60	0.59	0.59	0.36	0.22	0.27	0.76	0.28	0.80	0.51	0.47
MgO	1.24	2.10	2.30	1.33	1.04	1.02	3.94	1.20	1.07	1.00	5.81	2.68	2.53	2.42
ZnO	0.11	0.09	0.09	0.14	0.14	0.14	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
V ₂ O ₅	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0.18	0.19	0.27
Сумма	99.30	99.74	99.87	98.16	100.20	100.54	98.03	99.07	97.84	98.31	98.38	97.57	96.50	96.59



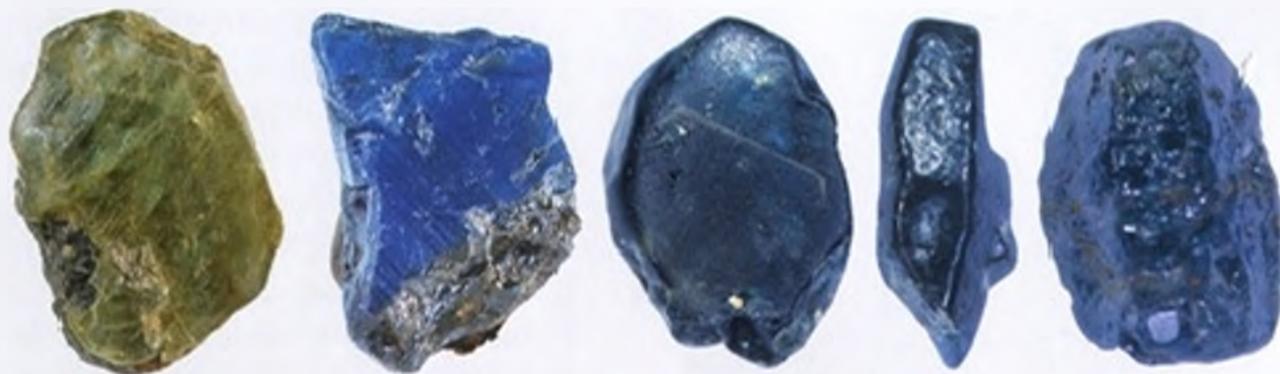
Приморские сапфиры

Корунд в россыпях Приморья представлен преимущественно сапфирами, рубины пока имеют чисто минералогическое значение из-за малых (1–2 мм) размеров и единичных находок. Синие, голубые, зеленые, желтые, коричневые, жемчужно-серые, черные сапфиры и их обломки имеют размеры от 1–5 до 25–30 мм. Окраска часто зональная, иногда пятнистая. Среди крупных (10–30 мм) сапфиров преобладают короткопризматические (таблитчатые) кристаллы и их фрагменты гексагональной формы. Вер-

тенообразные, бочонковидные и дипирамидальные кристаллы встречаются реже. Однако среди мелких (3–5 мм) кристаллов нет преобладающей формы. Как правило, сапфиры не окатаны, хотя иногда встречаются зерна с округлыми формами, образованными в результате химического растворения. На поверхности сапфиров часто можно заметить шагреневую текстуру – следы растворения и роста кристалла. Многие зерна сапфира обладают ярко выраженной отдельностью по пинакоиду, реже по ромбоэдру. Благодаря отдельности на сколах и боковых гранях часто наблюдается “ступенчатый” рельеф. На поверхностях, параллельных пинакоиду, наблюдается ростовая зональность – чередование разноокрашенных полос с резкими границами, параллельными граням кристалла.

Среди приморских корундов встречаются полупрозрачные звездчатые сапфиры, в которых после обработки в виде кабошона выявляется 6-лучевая звезда, скользящая по поверхности камня при его повороте. Это свойство (астеризм) обусловлено микровключениями полых трубчатых канальцев, заполненных гидроокислами железа и ориентированных по определенным кристаллографическим направлениям, пересекающимся под углом $60/120^\circ$, либо наличием тонких иголок рутила, ориентированных в кристалле в этих же направлениях. В первом случае звезда имеет золотисто-желтый цвет, во втором – молочно-белый.

Химический состав корундов Приморья относительно стабилен (табл. 2.9). Главным примесным элементом является железо. Его концентрации колеблются от 3,17 до 0,5 %. Максимальные концентрации железа отмечаются на участках с большим количеством трубчатых пустот, заполненных гидроокислами железа. Минимальные содержания железа установлены в светло-голубом корунде, содержащем включения колумбита.



Необработанные сапфиры Приморья. Кристаллы сапфиров не окатаны, что свидетельствует о близости их нахождения к коренным источникам. Сглаженные грани и округлые формы некоторых кристаллов образованы в результате химического растворения



Цветовая гамма приморских сапфиров



Примеры огранки приморских сапфиров

В большинстве приморских сапфиров практически отсутствует примесь титана. В то же время в метаморфогенных сапфирах (рис. 2.12) содержания титана и железа близки. Это может служить критерием для определения генетической природы сапфиров, добытых из аллювиальных россыпей. Кроме того, отсутствие титана свидетельствует о том, что эффект астеризма в приморских сапфирах связан с трубчатыми пустотами, заполненными гелем из гидроксидов железа, а не с включениями рутила, как это предполагалось ранее (Ханчук и др., 2002).

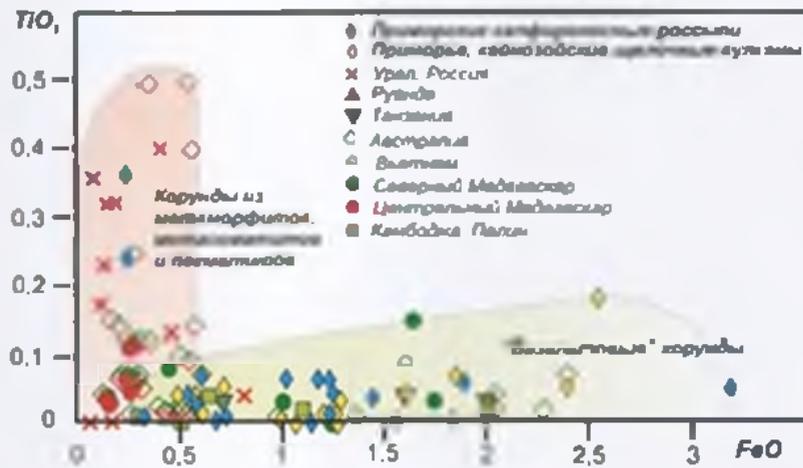


Рис. 2.12. Дискриминантный график для сапфиров разных генетических групп

В рубинах главным примесным элементом является хром. Его содержания достигают 2% (табл. 2.10), что обеспечивает рубинам яркую алую окраску. Как можно видеть из рис. 2.13 и табл. 2.10, рубины руч. Подгелбаночный кроме хрома содержат титан, который сконцентрирован в тонких иголочках рутила. Это отличает их от аналогичных минералов северных районов Приморья, где нет ни титана, ни железа, а также от рубинов Австралии и Танзании, в которых вторым примесным элементом является железо (рис. 2.13), а титан практически отсутствует.

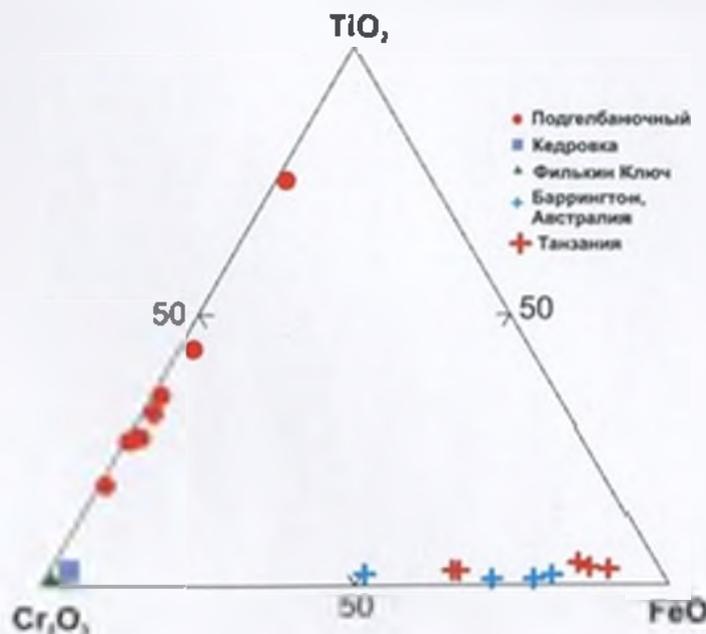


Рис. 2.13. Соотношения Cr-Ti-Fe в рубинах

Таблица 2.9. Представительные анализы сапфиров

	Р. Кедровка								
TiO ₂	0,06	0,01	0,02	0,06	0,01	0,00	0,04	0,01	0,19
Al ₂ O ₃	98,89	99,58	99,43	99,51	98,30	98,10	98,22	99,25	99,09
FeO	1,18	1,30	1,20	1,23	1,22	1,14	1,25	0,33	0,67
MnO	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03
Сумма	100,22	100,97	100,71	100,90	99,61	99,42	99,56	99,56	99,56

	Р. Кедровка						Влк. Конфетка	Руч. Козлов	
TiO ₂	0,16	0,07	0,02	0,01	0,00	0,24	0,36	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	99,07	99,31	99,79	99,46	99,67	99,5	99,4	98,9	99,30
FeO	0,69	0,61	0,59	0,61	0,67	0,25	0,25	1,52	0,72
MnO	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,56	99,56	99,56	99,56	99,56	99,99	100,01	100,45	100,03

	Руч. Подгелбаночный								
TiO ₂	0,05	0,05	0,01	0,01	0,07	0,06	0,04	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	98,05	97,14	97,93	98,4	98,61	98,12	98,59	98,97	98,97
FeO	2,4	3,17	2,05	1,82	1,84	1,89	0,48	0,49	0,49
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,50	100,36	99,99	100,23	100,52	100,07	99,11	99,50	99,50

	Руч. Подгелбаночный							
TiO ₂	0,04	0,04	0,04	0,04	0,18	0,24	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	98,45	98,74	98,95	98,64	97,33	98,66	98,39	98,39
FeO	0,51	0,48	0,56	0,55	2,56	1,17	1,61	1,61
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,07	0,07
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,08	0,07	0,07
Сумма	99,00	99,26	99,55	99,23	100,22	100,19	100,18	100,18

Таблица 2.10. Представительные анализы рубинов

	Руч. Филькин	Р. Кедровка	Руч. Подгелбаночный						
	Ключ								
TiO ₂	0,01	0,01	0,24	0,77	1,04	0,28	0,17	0,19	1,14
Al ₂ O ₃	99,08	100,04	99,47	97,96	98,22	98,94	99,21	99,34	98,56
FeO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,02
MnO	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
Cr ₂ O ₃	0,67	0,41	0,44	2,08	1,29	1,22	0,44	0,40	0,36
Сумма	99,77	100,47	100,19	100,85	100,6	100,45	99,83	99,99	100,08

	Баррингтон, Австралия				Танзания				
TiO ₂	0,01	0,03	0,01	0,02	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	99	98,04	98,57	98,55	98,62	98,26	98,6	98,63	98,52
FeO	0,75	0,78	0,62	0,83	0,99	1,05	0,81	0,83	1,02
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,2	0,74	0,24	0,18	0,51	0,52	0,1	0,12	0,09
Сумма	99,96	99,59	99,44	99,58	100,16	99,87	99,54	99,62	99,66

ГЛАВА 2. МИНЕРАЛЬНЫЕ И РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПРИМОРСКИХ САПФИРАХ

Большинство природных кристаллов минералов, в том числе и сапфиры, содержат разнообразные по форме и размерам полости (включения), заполненные солевыми растворами, газами, стеклом, твердыми фазами (другими минералами и природными веществами) как в чистом виде, так и в различных сочетаниях друг с другом. Считается, что их исследование позволяет получить информацию об условиях роста минерала-хозяина: составе минералообразующей среды, ее температуре, давлении и пр. (Ермаков, Долгов, 1979).

Обычно среди включений выделяется несколько групп.

Сингенетические (первичные) включения равновесны с веществом минерала-хозяина, так как они образовывались одновременно с ним в процессе роста кристалла.

Эпигенетические (вторичные) включения неравновесны с окружающим их минералом-хозяином, так как они возникали уже после формирования кристалла. Эти включения образуются:

- при залечивании расплавом трещин в минерале;
- при разрушении первичного расплавного включения (миграции или декрепитации);
- при плавлении твердофазных вростков при вторичном нагреве породы.

Промежуточные типы:

1. Первично-вторичные включения могут образоваться в следующих случаях:

- при залечивании расплавом трещин в минерале, но при этом сама трещина образовалась в момент роста минерала (а не после окончания его роста);
- при перемещении по зерну изначально первичного включения.

2. Эксклюзионные включения не имеют ничего общего со средой, в которой кристаллизовался минерал. Образование этих включений связано с тем, что при кристаллизации в структуру минерала попадает какое-то количество флюида, а при понижении температуры этот флюид может отделяться.

Микроскопическое изучение включений, характера их распределения внутри минералов является сегодня основным неразрушающим методом диагностики драгоценного камня; позволяет для природного минерала установить генетический тип, а иногда и конкретно месторождение – источник поступления данного образца, а для синтетического – метод выращивания. Таким образом, изучение включений в минералах чрезвычайно важно как с научной, так и практической точки зрения.

Особый интерес представляют включения стекла и флюида (так называемые расплавные включения), поскольку многие исследователи пола-

гают, что они являются “микропробами” минералообразующей среды. Однако к интерпретации получаемых результатов нужно относиться с большой осторожностью, поскольку многочисленные работы убедительно показывают, «... что сингенетические включения в кристаллах всегда отличаются от маточной среды и служат местом сбора содержащихся в среде примесей» (Воробьев, 1990. С. 9).

Считается, что первичные расплавные включения в приморских сапфирах встречаются крайне редко. На самом деле это не совсем так. Первичные “расплавные” включения в приморских сапфирах встречаются довольно часто. Их можно разделить на две группы.

Первая представлена довольно крупными (до 200–300 мкм в длину) овальными, иногда уплощенными вакуолями, которые состоят из прозрачного или буроватого стекла и газового пузырька (рис. 2.14).

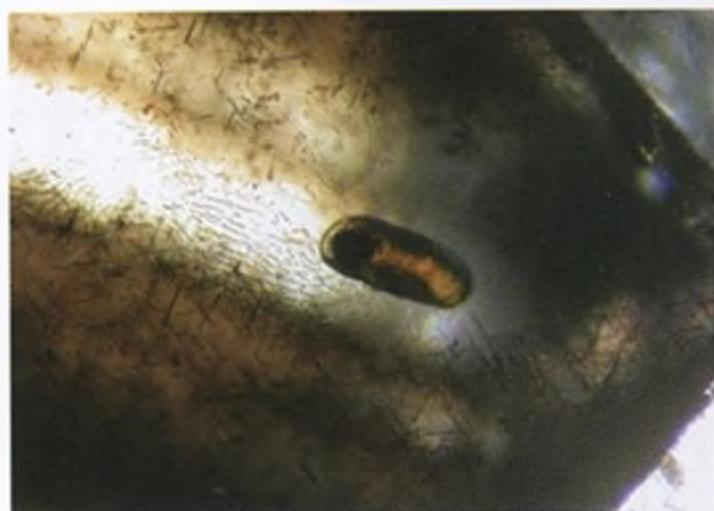


Рис. 2.14. Расплавное включение в сапфире из россыпи р. Кедровка

Состав стекла в них характеризуется низким содержанием кремнезема, повышенными концентрациями алюминия и щелочей, а также содержит фосфор и хлор и соответствует фонолиту (табл. 2.11).

Вторая группа представлена многочисленными микровключениями полых трубчатых каналцев, заполненных бурым стеклом или гидроокислами железа и ориентированных по определенным кристаллографическим направлениям, пересекающимся под углом $60/120^\circ$ (рис. 2.15).

Таблица 2.11. Химический состав расплавных включений в приморских корундах

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cl	Сумма
53,90	0,36	27,36	0,00	3,36	0,20	0,60	0,28	2,18	7,53	0,97	0,42	97,06
54,17	0,32	27,35	0,03	3,50	0,17	0,62	0,24	3,28	6,71	1,04	0,34	97,68
53,67	0,32	26,89	0,01	3,21	0,04	0,56	0,21	3,76	6,74	1,08	0,38	96,77

Примечание. Образцы проанализированы на рентгеновском микроанализаторе Superprob 9600 в Токийском университете, Япония. Аналитик М. Otsuki.

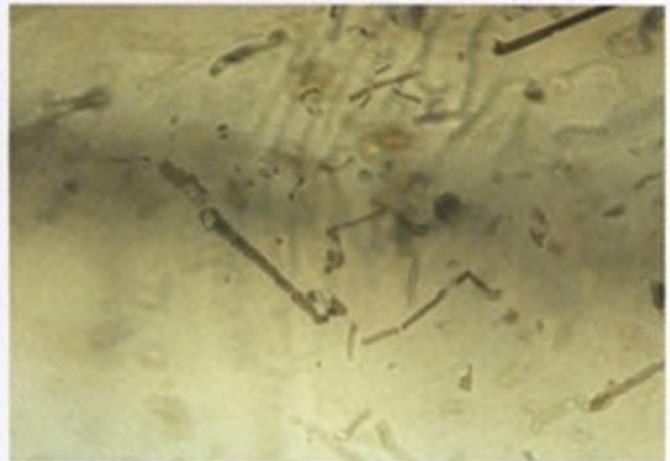
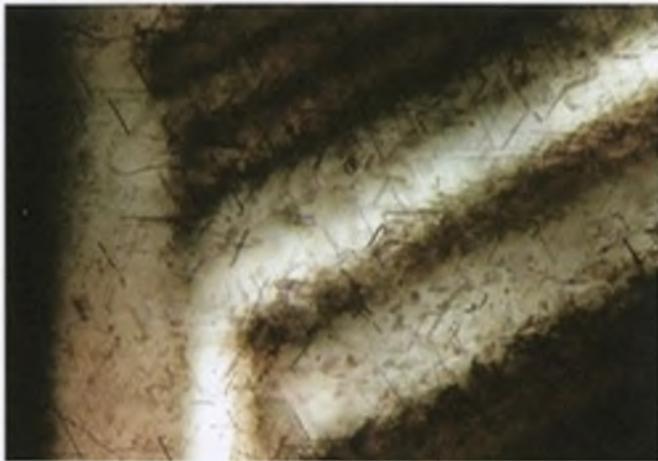
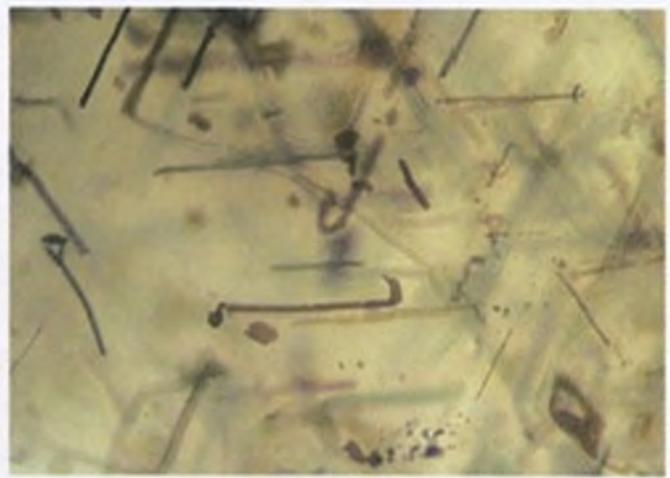
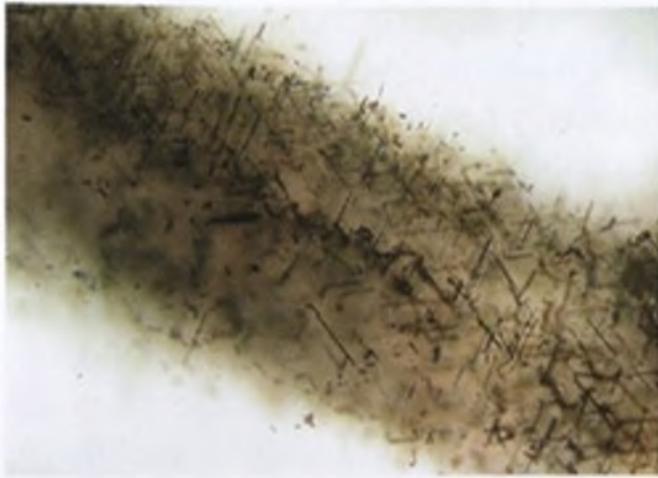


Рис. 2.15. Включения ответственны за астеризм в сапфирах и часто образуют полосы, параллельные зонам роста кристалла

Исследование таких включений на атомно-силовом микроскопе показало, что они представляют собой полости с характерными “натечными” поверхностями (рис. 2.16).

Как видно из фотографий (рис. 2.15 и 2.16), по форме и характеру выделений эти включения не имеют ничего общего с микрокристаллами рутила или титаномагнетита, как предполагали некоторые исследователи (Ханчук и др., 2002). Точный количественный состав их определить довольно сложно из-за очень небольших размеров (ширина включения со-

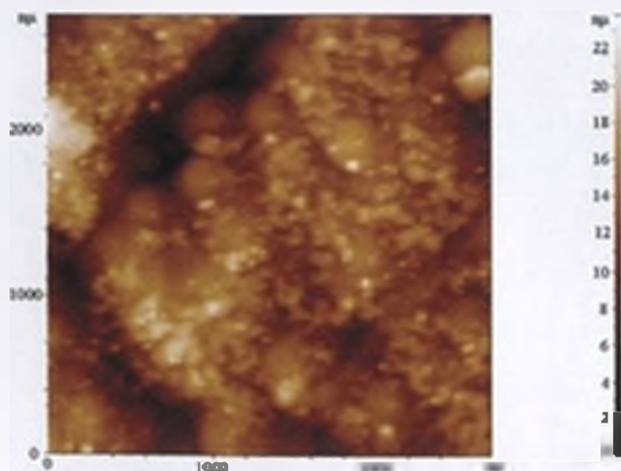


Рис. 2.16. Выход микровключений на поверхность кристалла корунда

ставляет 2–3 мкм). Качественно в них было зафиксировано присутствие кремния, алюминия, титана, железа, калия и натрия. Однако соотношения этих элементов могут колебаться в широких пределах, указывая на присутствие в микрополостях материала от силикатных стекол до гидроокислов железа. Аналогичные результаты были получены недавно и для звёздчатых сапфиров Таиланда (Samirpanya, 2001). Это свидетельствует о неоднородности кристаллообразующей среды в момент роста корунда. И именно этот факт наводит на мысль, что в корундах “расплавные включения” не являются захваченными микропорциями расплава, а представляют собой “конденсат” из элементов, отторгнутых за ненадобностью кристаллом во время его образования.

Очень интересные результаты были получены при исследовании полиминерального включения, которое ранее (Ханчук и др., 2002) было описано как частично раскристаллизованное расплавное (рис. 2.17).



Рис. 2.17. Полиминеральное включение в одном из корундов Незаметнинского месторождения

По нашим данным, оно, скорее всего, состоит в основной массе из анортоклаза, а не стекла, а также биотита, шпинели, апатита и титанистого гематита. В нескольких местах от включения отходят полости, заполненные прозрачным стеклом с газовыми пузырьками. Все минералы этого включения отличаются необычным составом, например, анортоклаз содержит повышенные концентрации глинозема, пониженные – кремнезема и значительную примесь фосфора и хлора (табл. 2.12).

Таблица 2.12. Химический состав полиминерального включения в корунде из бассейна р. Кедровка

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Cl	F	SrO	Сумма
Анорто- клаз	61,19	0,12	23,23	0,24	0,04	0,02	0,12	7,49	6,89	1,05	0,00	0,40	0,00	0,00	100,79
	60,49	0,04	23,33	0,19	0,00	0,03	0,15	8,22	6,68	1,11	0,00	0,17	0,00	0,00	100,40
	60,96	0,03	23,42	0,18	0,00	0,00	0,14	7,88	6,27	1,11	0,00	0,26	0,08	0,00	100,33
Титано- гематит	0,07	15,38	1,61	69,63	0,20	0,45	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	87,36
Гематит	0,08	0,23	2,52	81,06	0,90	0,53	0,04	0,01	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	85,45
Шпинель	0,04	0,16	49,39	34,05	1,96	7,89	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	93,55

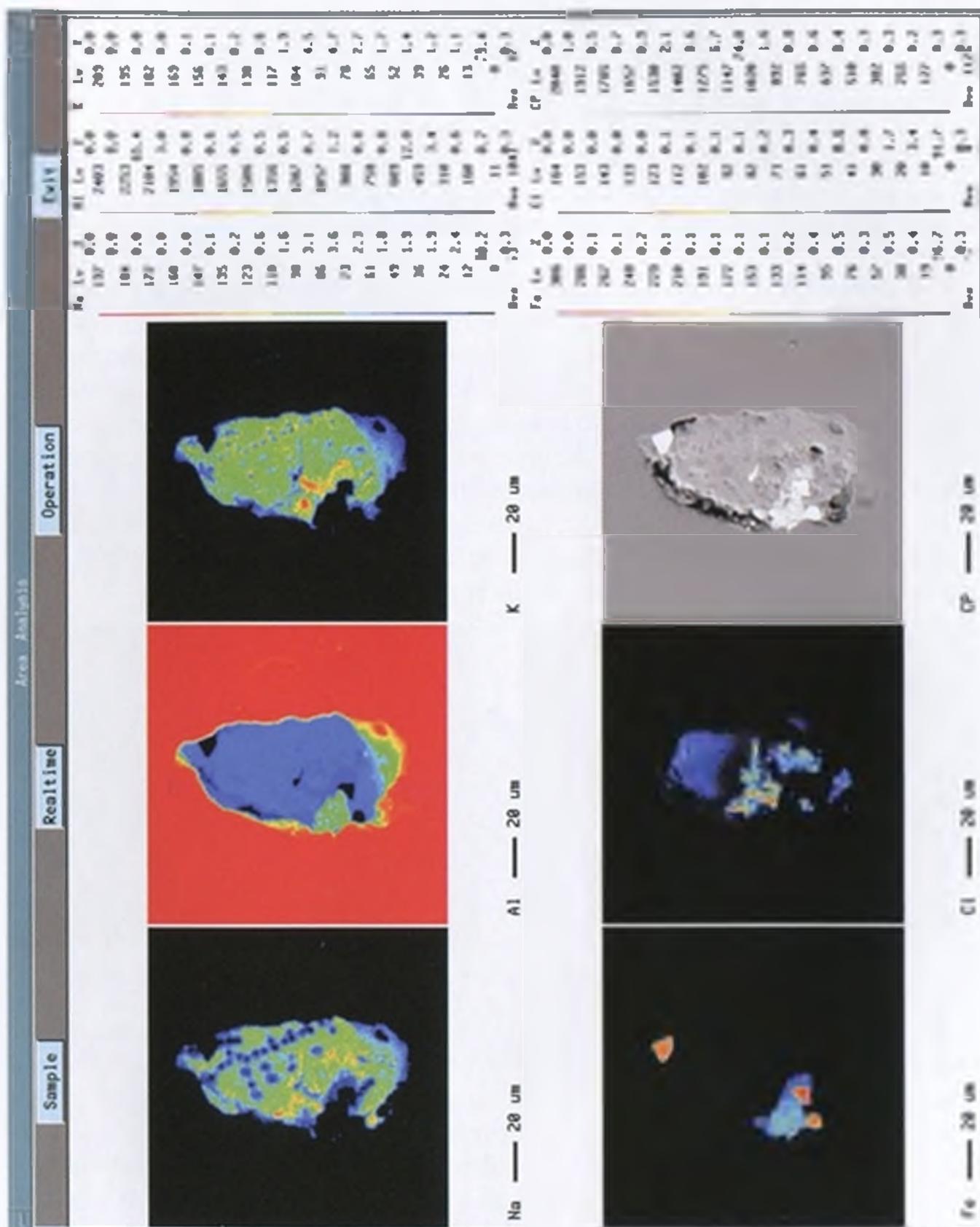


Рис. 2.18. Карты концентрации элементов. Точки на карте натрия и калия – кратеры от воздействия электронного пучка зонда. Образцы проанализированы на рентгеновском микроанализаторе Supergrob 9600 в Токийском университете, Япония. Аналитик M. Otsuki

Биотит	35,75	3,83	20,60	15,29	0,50	11,42	0,00	2,03	7,79	0,06	0,01	0,06	0,00	0,10	97,45
	36,50	3,51	20,59	15,05	0,60	11,84	0,04	2,19	7,51	0,03	0,01	0,05	0,00	0,14	98,07
Апатит	2,91	0,00	1,09	0,11	0,22	0,05	48,05	1,12	0,35	42,12	0,00	0,63	2,42	0,00	99,07
	3,17	0,00	1,45	0,18	0,15	0,02	48,83	1,04	0,41	41,54	0,02	0,60	1,53	0,00	98,92

Примечание. Образцы проанализированы на рентгеновском микроанализаторе Superprob 9600 в Токийском университете, Япония. Аналитик М. Otsuki

Распределение хлора в анортоклазе очень неравномерно. На карте концентрации элементов видно (рис. 2.18), что максимальные его количества приурочены к границе срастания минералов (биотита, апатита и анортоклаза). Поскольку здесь можно усмотреть некую корреляцию с повышенными концентрациями натрия, то, возможно, это связано с присутствием солей NaCl вдоль границ минералов. Хлористый натрий и калий неоднократно отмечались нами во вскрытых флюидных полостях в корундах.

Следующим широко распространенным типом включений являются так называемые дактилотипные (fingerprint). Это комплексные включения, состоящие из смеси стекла, газа и солей (рис. 2.19).

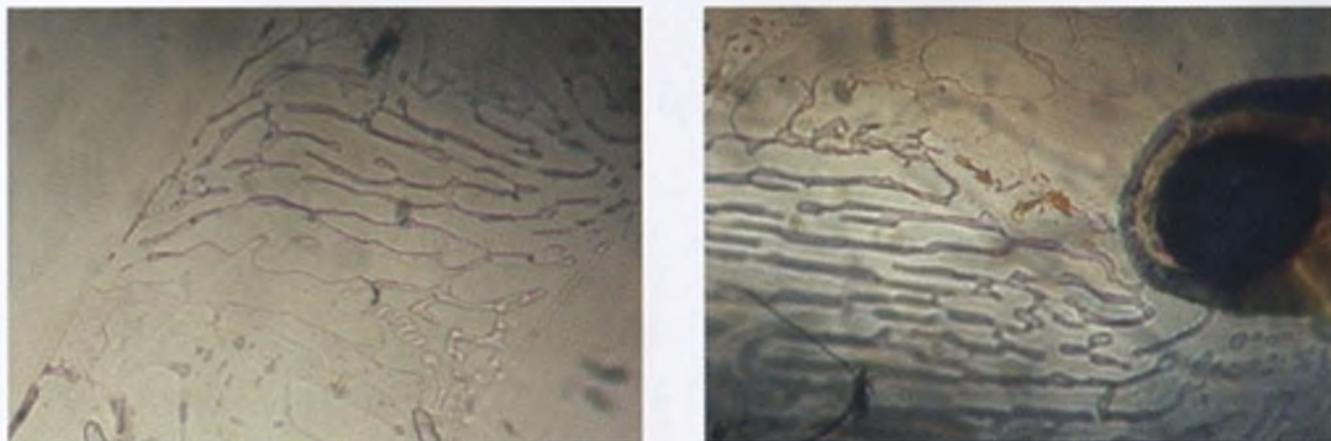


Рис. 2.19. Дактилотипные включения в корундах россыпи р. Кедровка

На рисунках хорошо видно, что эти включения занимают определенную плоскость внутри корундов. Причем в одних местах они образуют тонкие пленки, занимая большую часть плоскости, а в других – образуют узкие, ветвящиеся жилки. Участки дактилотипных включений – это места, где рост кристалла по каким-то причинам был прекращен, а затем лавинообразно начался снова, что привело к зарастанию плоскости и консервации в оставшихся полостях «отходов производства» корунда. На рис. 2.20 хорошо видна такая плоскость на внешней поверхности кристалла.

В верхней части снимка видно, что отдельные корундовые «островки» срослись вместе, образуя сплошной слой. Ниже заметны незаросшие промежутки в виде ветвящихся жил, а в нижней части снимка присутствуют только отдельные изолированные корундовые микрокристаллы («остро-

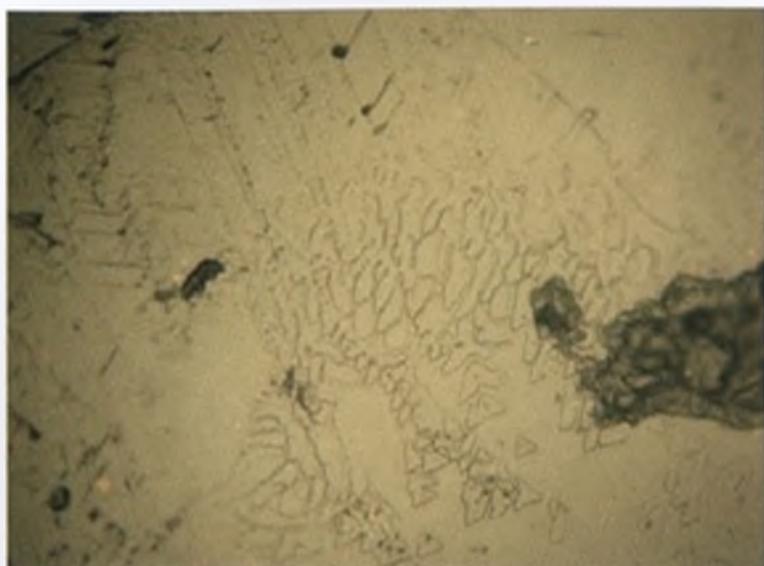


Рис. 2.20. Природная поверхность кристалла корунда с фигурами послойного нарастания

вки”) в виде треугольников. Если бы рост этого кристалла продолжился, то не исключена вероятность, что более верхний слой корунда перекрыл бы имеющуюся структуру вместе с не используемым корундом материалом, и получилось бы дактилотипное включение. На этом же снимке в левой верхней части видно, как образуются трубчатые микровключения второго типа. Хорошо заметно, что они маркируют границы треугольников роста, куда вытесняется не используемое корундом вещество. Этим объясняется и строгая их ориентировка по определенным кристаллографическим направлениям, и пересечение под углом $60/120^\circ$.

Отсюда следует очень важный вывод: “расплавные” включения в корундах представляют собой вещество, отличное от среды минералообразования, отторгнутое кристаллом и блокирующее его рост.

ГЛАВА 3. НАНОСТРУКТУРА КОРУНДОВ

В настоящее время внутреннее строение природных кристаллов достаточно хорошо изучено на макроуровне ($1-10^3$ м), микроуровне ($10^{-4}-10^7$ м) и атомарном уровне (10^{-10} м), чего нельзя сказать о структурной организации на наноуровне (10^7-10^9 м). Однако этот уровень чрезвычайно важен, поскольку отвечает за многие физические свойства минерала – цвет, прочность, твердость и т. д. Характерным примером является опал, который, как известно, не имеет структуры дальнего порядка (на атомарном уровне он рентгеноаморфен), но на наноуровне имеет прекрасно оформленную структуру из сферических глобулей (Денискина и др., 1987). Наноуровневая структура опала обеспечивает возникновение явления, получившего название опалесценции, и превращает его в красивейший драгоценный камень, играющий всеми цветами радуги. Именно наноуровневая структура минерала в данном случае отвечает за его цвет, поскольку дефекты структуры сопоставимы по размерам с длинами волн видимого спектра.

В новейших теоретических представлениях образование природных минералов уже давно рассматривается как поликристаллическая нуклеация. Начало подобным представлениям было положено Р.-Ж. Гаюи в 1801 г., который назвал эти микрокристаллы “ядрами раскалывания”. Существуют гипотезы образования минералов из модулей (Бульенков и др., 1996), орбифолов (Галиулин, 1998), кватарон-кластеров (Асхабов, 1999) или в результате коллоидной нуклеации (Федосеев и др., 1981). Недавно была выдвинута модель слоисто-спирального механизма роста кристаллов искусственного алмаза (Самотин, 2004) из кластеров размером около 7,5 нм (≈ 75 ангстрем). Таким образом, природные макрокристаллы должны представлять собой поликристаллический агрегат, состоящий из совокупностей более мелких индивидуумов.

Как показали наши исследования, многие природные кристаллы являются поликристаллическим агрегатом, состоящим из совокупностей более мелких индивидуумов. Например, на наноуровне (10–1000 нм, или 100–10000 ангстрем) кристалл алмаза состоит из совокупности нанокристаллов, размер которых колеблется в пределах 20–100 нм ($\approx 200-1000$ ангстрем). Нанокристаллы плотно упакованы в регулярные слои, так что любые дефекты этой упаковки отражаются на физических свойствах макрокристалла. Кроме того, было обнаружено, что нанокристаллы этого уровня состоят из еще более мелких кристаллов (“клеточное строение”, по аналогии с живым организмом).

В этой главе мы покажем, что надмолекулярная (“клеточная”) наноструктура каждого из минералов индивидуальна. И как нет двух людей с одинаковыми отпечатками пальцев, в природе не существует двух камней с полностью идентичной наноструктурой. Именно рисунок, образую-

мый нанокристаллами, несет в себе генетическую информацию о кристалле. Установлено, что этот рисунок изменяется под воздействием внешних полей (температуры и давления, электромагнитных излучений, радиации и т. п.). Природные минералы несут в себе огромный запас информации. Кроме того, они могут записывать дополнительную информацию под влиянием внешних воздействий, как природных так и генерируемых человеком. С этой точки зрения искусственные минералы, несмотря на лучшее качество, являются клонами-пустышками.

Таким образом, живой организм и минерал образуют две подобные (в определенной степени) саморегулирующиеся системы, которые могут воздействовать друг на друга. Доктор У Вэй Синь писал, что «Камень-кристалл, “запоминая” отдельные фазы динамических процессов в живом организме, может, в свою очередь, воздействовать на организм своим статичным аналогом этих процессов в то же время или в дальнейшем» (У Вэй Синь, 2004. С. 27). Мы подошли к пониманию того, что природные минералы представляют собой гигантские матрицы, в которых записана вся их история образования и жизни, и только приступили к попыткам ее прочтения.

Наноструктура корунда разнообразна. Мегакристалл состоит из совокупности нанокристаллов (рис. 2.21), имеющих в поперечном сечении форму гексагона (шестигранника), треугольника или многоугольника. Исследования, проведенные с помощью атомно-силовой сканирующей микроскопии (Vysotskiy et al., 2004), показали, что макрокристаллы сапфира сложены агрегатами более мелких кристаллов размером 20–200 нм. Достаточно часто удается наблюдать, что нанокристаллы в свою очередь имеют блоковое строение. Как правило, эти мелкие блоки образуют фрагменты сетки, состоящей из гексагональных ячеек. Сетки наложены друг на друга по закону гексагональной плотнейшей упаковки.

Нанокристаллы корунда образуют монотонно чередующиеся слои. Кроме того, встречаются участки со спирально-винтовой формой слоев и различными нарушениями слоистой структуры.

Как видно из рис. 2.22, атомно-молекулярная структура корунда, строение монослоя Al_2O_3 на алюминиевой фольге и строение природного кристалла корунда на наноуровне принципиально идентичны – основой является сетка, состоящая из гексагональных ячеек. Диаметр элементарной гексагональной ячейки атомно-молекулярного уровня составляет около 0,7 нм, монослоя Al_2O_3 на алюминиевой фольге – 150 нм. А на кристалле природного корунда (рис. 2.22, в) можно видеть фрагменты двухуровневой сети. Размер ячейки более крупной сети составляет порядка 1000 нм. Элементы этой ячейки, в свою очередь, представлены гексагональными ячейками размером около 400 нм (4000 ангстрем).

Наши исследования показывают, что и на более низком уровне каждый кластер этой более мелкой ячейки может состоять из еще более мелких

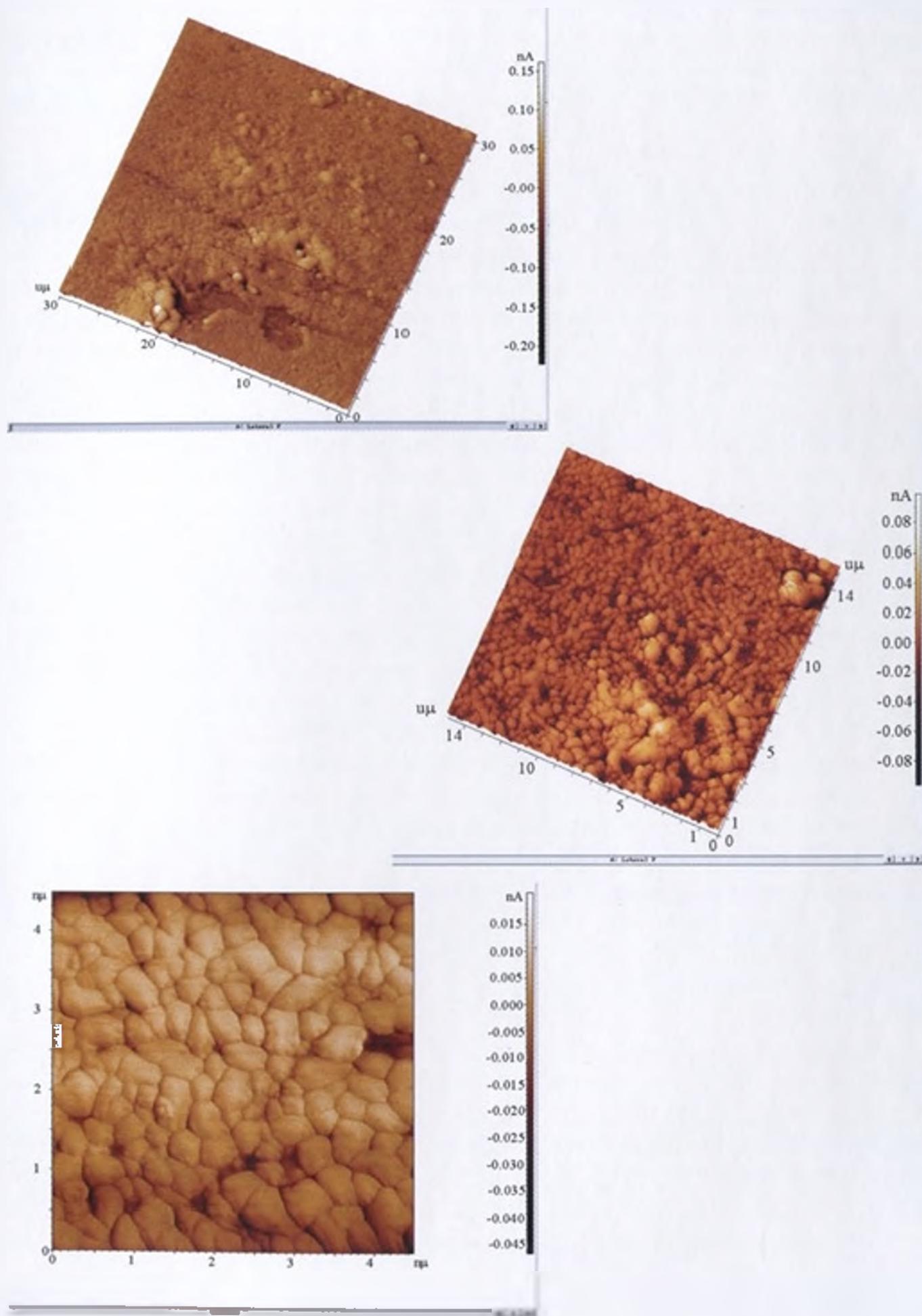


Рис. 2.21. Блочное строение приморского сапфира

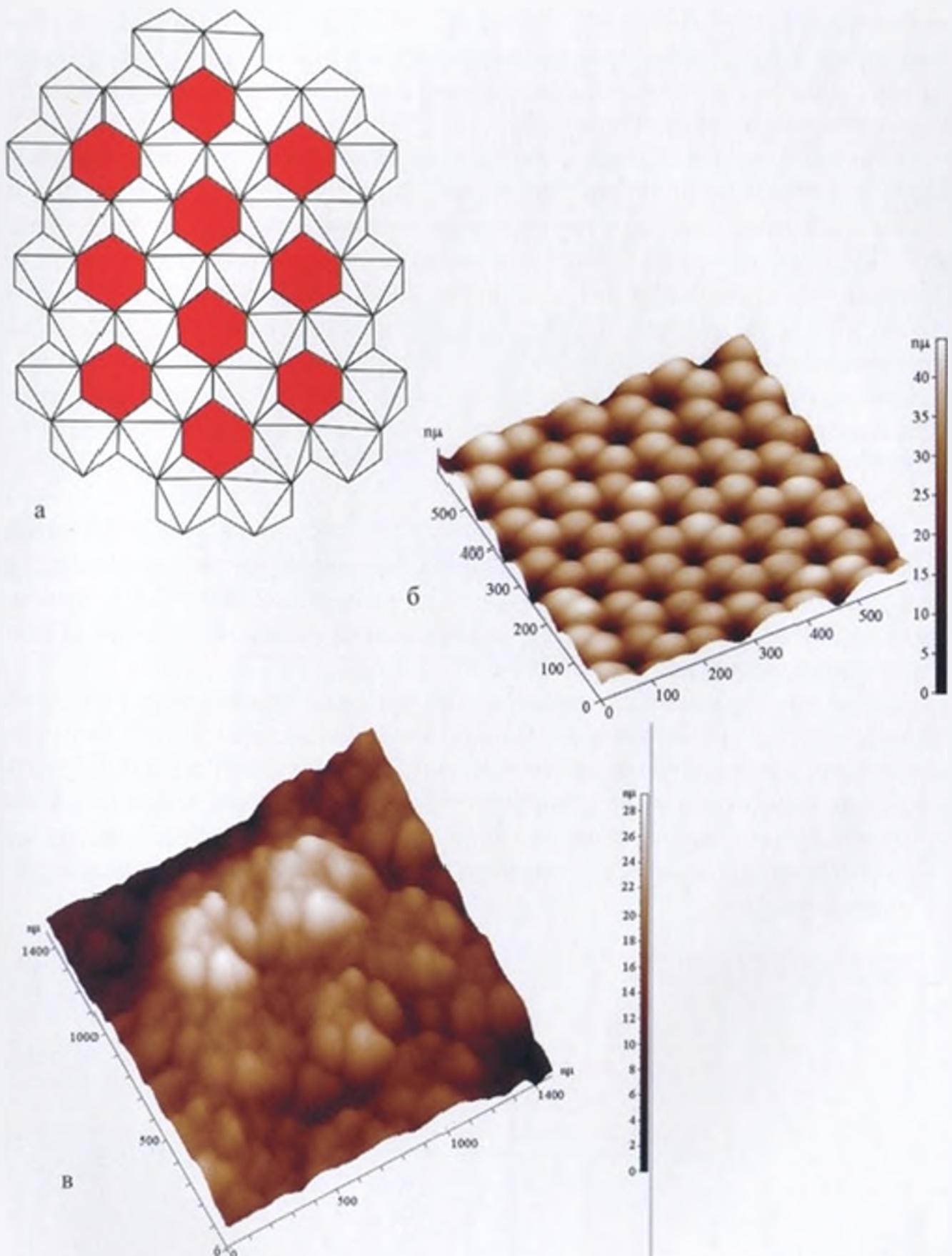


Рис. 2.22. Сетчато-блоковое строение корунда.

а – модель атомно-молекулярного строения корунда, б – монослой Al_2O_3 на поверхности алюминиевой фольги (по: Козодаев, 2003), в – ячейка гексагональной сетки на срезе природного сапфира из корунд-топазового грейзена в плоскости, перпендикулярной оси с

гексагональных ячеек, размер которых составляет 50–60 нм и менее. Таким образом, природные мегакристаллы корунда сложены агрегатами более мелких кристаллов, образующих рекурсивную последовательность (последовательность «матрешки»).

Хорошо известен факт, что монокристаллы при облучении рентгеновскими лучами дают набор отражений, соответствующий строению и ориентировке кристалла, – лауэграммы. В случае природных кристаллов каждое отражение размывается или распадается на несколько отражений. Для того чтобы расшифровать структуру кристалла, такая картина не пригодна. Мы полагаем, что это связано с поликристаллическим строением мегакристаллов и разориентированным расположением нанокристаллов.

Застеклованное аморфное вещество, не имеющее кристаллической структуры, при облучении не дает набора отражений, а только сплошное кольцо – гало. Наличие или отсутствие отражений можно принять за критерий кристаллическости.

Нами было проведено исследование по воздействию высокой температуры на структуру кристалла природного корунда. Кристалл был нагрет в вакууме до температуры начала плавления минерала (2000 °С). Визуально было зафиксировано оплывание острых углов минерала. После этого была произведена закалка.

Как видно из рис. 2.23, нанокристаллическая структура корунда исчезла, минерал превратился в однородную сливную массу. При этом общая форма мегакристалла практически не изменилась. По данным рентгеноструктурного анализа у корунда после нагрева был выявлен набор дифракционных максимумов, что свидетельствует о наличии кристаллической структуры дальнего порядка, т. е. в результате минерал превратился в монокристалл.

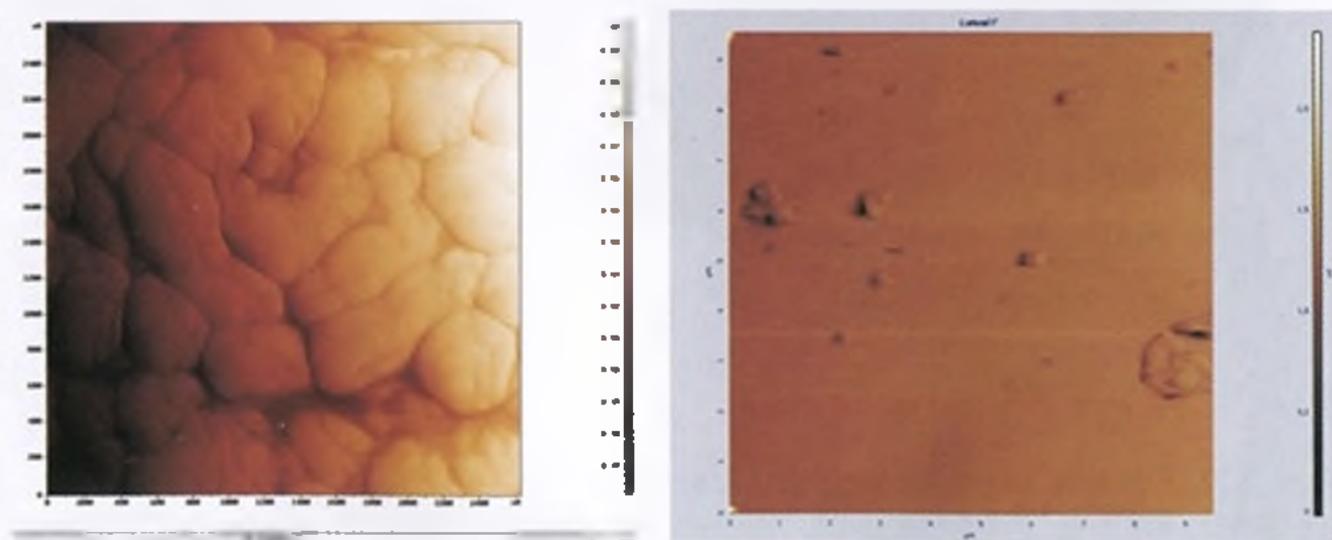


Рис. 2.23. Строение природного кристалла корунда до (слева) и после (справа) нагрева до 2000 °С

Из приведенных данных следует, что природные мегакристаллы образуются из большого количества нанокристаллов в процессе самосборки. Верхней границей атомно-молекулярного уровня, на котором структурными единицами являются атомы, ионы и их группы, входящие в состав минералообразующей среды (расплава, раствора, флюида и пр.), являются устойчивые зародыши кристаллических фаз. Они формируются из областей ближнего порядка в расположении атомов при благоприятных условиях. Доставленные к месту самосборки атомы, молекулы и нанокристаллы могут расти, мигрировать на другое место, испаряться или присоединяться к уже закрепившимся нанокристаллам, образуя матрицу минерала.

Вероятно, этот процесс осуществляется способом, хорошо известным как гетероэпитаксия. Он заключается в осаждении материала, образующего зародыш на подложке, состоящей из другого материала с близкими структурой и значением параметра решетки. Зародыши, имеющие нанометровые размеры и энергетически выгодную форму, образуют отдельные, одинаково ориентированные кристаллики, которые затем срастаются в сплошную плёнку (слой). Дефекты плёнки возникают на примесях, а также в местах срастания отдельных кристалликов. Образовавшаяся пленка (слой) является подложкой для следующего слоя (или нового минерала). В процессе самосборки макрокристалла из нанокристаллов используются слабые связывающие взаимодействия, вероятно, силы Ван-дер-Ваальса, что позволяет реакции идти под термодинамическим контролем с непрерывным исправлением ошибок сборки.

Этот же процесс позволяет объяснить и появление некоторых минеральных включений в мегакристаллах корунда. Например, кристаллы-включения циркона или шпинели в природных корундах используют слои плотнейшей упаковки минерала-хозяина как подложку для своего роста. Ведь разница в параметрах слоев плотнейшей упаковки этих минералов составляет чуть более 3 %.

Таким образом, рост макрокристаллов минералов разбивается на два этапа. Первый этап – образование зародышей-нанокристаллов. Второй – агрегация этих зародышей в микро- и макрокристаллы. И эти два этапа могут быть разделены во времени и пространстве.

ЧАСТЬ III

ПРОБЛЕМА КОРЕННОГО ИСТОЧНИКА САПФИРОВ

Проблема генезиса “базальтовых” сапфиров обсуждается очень давно. Все известные модели образования сапфиров сводятся либо к гипотезе ксенокристовой (чужеродной) их природы, либо к гипотезе мегакристового происхождения сапфиров. Первая предполагает образование сапфиров в глубинных (не базальтовых) породах и захват их в виде ксенокристаллов базальтовой магмой, поднимающейся к поверхности. Согласно второй кристаллизация сапфира происходит из расплава в процессе эволюции базальтовой магмы. В табл. 3.1 приведен обзор основных существующих в настоящее время гипотез образования сапфиров.

Таблица 3.1

Год	Автор	Гипотеза образования сапфиров
1924	E. В. Bailey et al.	Кристаллизация сапфиров происходит в результате магматической ассимиляции пелитовых пород щелочной базальтовой магмой в средней коре
1940	А.Е. Ферсман	Образование сапфира происходит из пересыщенных глиноземом основных магматических расплавов в стадию протокристаллизации при высоких давлениях и температурах
1957	E. Saurin	Включения сапфира в базальтах – ксенокристаллы, захваченные на глубине из кристаллических сланцев и вынесенные на поверхность базальтами
1965	E. Gubelin	Сапфир образовался на большой глубине в результате реакции между оливином и остаточным анортитовым расплавом и был вынесен на поверхность базальтодами
1974, 1986	A. J. Irving	Сапфиры формировались из эволюционировавшего расплава, обогащенного алюминием и железом (смесь базальтового и кимберлитового расплава)
1982	Е.Я. Киевленко и др.	Сапфир в щелочных базальтах – продукт непосредственной кристаллизации пересыщенного глиноземом и недосыщенного кремнеземом расплава в выводном канале магматического очага в результате ассимиляции базальтовой магмой глиноземистого субстрата
1990	P. Aspen et al.	Кристаллизация сапфира из сиенитового расплава на границе коры и верхней мантии
1990	R.R. Coenraads et al.	Кристаллизация сапфиров происходила в пегматитах пизов коры, откуда базальты выносили их на поверхность
1992	J.F. Guo et al.	Образование сапфира из расплава богатого глиноземом и углекислотой в результате смешивания щелочной высокоглиноземистой магмы и карбонатитового расплава
1994	A.A. Levinson, F.Q. Cook	Образование сапфиров происходило в нижней-средней части коры как результат высокой степени метаморфизма блоков океанической коры в процессе субдукции
1996	L.M. Waprows et al.	
1996a	J.f. Guo et al.	Базальтовая магма по пути к поверхности захватывает тела карбонатитов и богатых глиноземом пород. В результате их переплавления возникает расплав, в котором возможно формирование сапфиров

1996	G.M. Oakes et al.	Региональный метаморфизм глиноземистых пород (сланцев, сапфировых пегматитов) в верхней части коры
1996	G.M. Oakes et al.	Кристаллизация сапфиров в последнюю стадию образования магматических пегматитов из кислого-основного расплава
1996	G.M. Oakes et al.	Контактный метаморфизм измененных вулканических и вулканокластических пород базальтовой магмой
1996	F.L. Sutherland, R.R. Coenraads	Метаморфическая / метасоматическая перекристаллизация глиноземистых пород под воздействием контактовых термических процессов
1996	F.L. Sutherland	Сапфиры – продукт кристаллизации феолитового щелочного расплава (амфиболитизированного мантийного вещества)
1998	F.L. Sutherland et al.	Эта гипотеза комбинирует две предыдущих: Guo et al., 1996a (карбонатит+гранит) и Sutherland, 1996 (амфиболитизированная мантия)
1999	B.J. Upton et al.	Формирование сапфиров в сиенитах, когда феолитовый расплав теряет щелочную карбонатитовую фракцию
2002	А.И. Ханчук и др.	Формирование сапфиров происходило в пегматитах и метасоматитах, связанных с гранитными интрузиями
2001	F.L. Sutherland, C.M. Fanning	Плюмовая теория образования сапфиров в базальтах.
2002	X. Hong-sen et al.	Экспериментально получен корунд из щелочно-базальтового расплава при высоких температурах и давлениях

Ксенокристовая гипотеза. Одним из первых механизмов формирования сапфиров как ксенокристаллов в базальтах предложил Е. Сорин (Saurin, 1957), изучая сапфиросные образования Камбоджи. Е. Губелин (Gubelin, 1965), исследовавший тайские сапфиры, также пришел к выводам об их ксеногенном генезисе по отношению к базальтам.

Австралийские геологи заинтересовались проблемой происхождения “базальтовых” сапфиров более 40 лет назад, и их длительные исследования породили массу гипотез, многие из которых относятся к ряду “ксенокристовых”. Дж. Гуо с соавторами (Guo et al., 1996a) считают сапфиры ксенокристаллами, захваченными базальтовой магмой из глубинных “сапфировых” линз или глубинных сиенитовых интрузий. А. Левинсон и Ф. Кук (Levinson, Cook, 1994) предположили, что образование сапфиров происходило в нижней-средней части коры как результат высокой степени метаморфизма блоков океанической коры в процессе субдукции. К близкому выводу пришли и Л. Барроус с соавторами (Barrows et al., 1996). Позднее Дж. Окс с соавторами (Oakes et al., 1996) суммировали эти и другие подобные гипотезы и создали обобщенную модель образования ксеногенных сапфиров (рис. 3.1), для которых базальты являются транспортным агентом.

Согласно этой модели сапфиры могли образоваться на различных глубинах (в пределах коры) при метаморфизме древних высокоглиноземистых по-

Guo et al., 1996a). Такие месторождения эксплуатируются в Австралии (Новая Англия и Анаки), Таиланде (Чантабури-Трат, Денчай, Бо Плой), Вьетнаме (Хаут, Чалонг, Плейки и Джиринг), Кампучии (Бокео, Ксуан Лок, Соловенс и Кассенс, Кардамонес), Камбодже (Пайлин), Лаосе, Китае (Коуанг Чесоси Ван, Фуянь, о. Хайнань), Кении (Туркана), Танзании, Нигерии (Джимми, Кадуна), Руанде, Великобритании (Шотландия), Колумбии (Меркадерес-Рио Майо), на севере о. Мадагаскар и юге о. Калимантан (Choowong, 2002; Coenraads et al., 1995; Jobbins, Berrange, 1981; Kammerling et al., 1994; Krzemnicki et al., 1996; Saminpanya, 2001; Smith et al., 1995; Sutherland, Coenraads, 1996; Sutherland et al., 1998, 2002; Garnier et al., 2005).



Основные месторождения сапфиров мира

В Приморье сапфиры также найдены в россыпях. Здесь крупные кристаллы сапфиров ассоциируют с такими же мегакристаллами гиацинита, санидина, титанавгита, керсутита, флогопита, глиноземистой шпинели, магнезильного ильменита, титаномагнетита и граната, которые присутствуют в жерловых и пирокластических фациях близлежащих базальтовых вулканов. Все известные на сегодняшний день проявления сапфировой минерализации в Приморье приурочены к двум районам. Северный (Маревский) сапфиросносный район находится на правом берегу р. Большая Уссурка, а южный (Шкотовский) – в пределах Шкотовского базальтового плато. Именно на

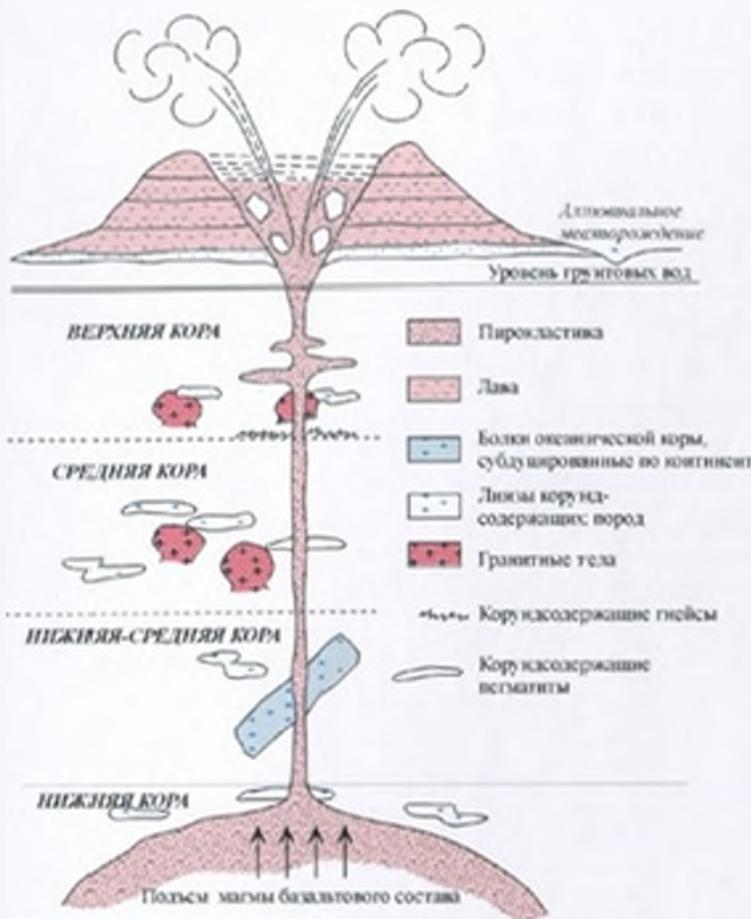


Рис. 3.1. Обобщенная «ксенокристовая» модель образования сапфиров (по Oakes et al., 1996, с упрощениями)

род континента и океана или в пегматитах, образовавшихся при внедрении гранитных тел, и были подняты на поверхность базальтовой магмой.

Относительно приморских сапфиноносных месторождений также была выдвинута идея, что источником корундов являются редкометалльные пегматиты, грейзены и метасоматиты, связанные с гранитоидными телами (Одариченко, 2001; Ханчук и др., 2002). Базальтоидам, пространственно ассоциирующим с этими россыпями, отводилась роль транспортеров сапфиров на дневную поверхность.

Как уже говорилось, в пользу «ксенокристового» происхождения сапфиров в базальтах обычно приводятся следующие факты:

- единичные находки ксенолитов метаморфогенного происхождения с корундами (рубинами и сапфирами), сапфирином, шпинелью, дистеном и силлиманитом;
- корродированная поверхность большинства сапфиров, свидетельствующая об их неравновесности (на определенном этапе) с вмещающими базальтами;
- «рубашки» глиноземистой шпинели на поверхности корунда как свидетельство его неравновесности и реакционного взаимодействия с расплавом.

Однако сапфиры из метаморфогенных ксенолитов *резко отличаются* по концентрациям элементов-примесей и набору включений от «базальтовых» сапфиров. Также представляется сомнительным наличие в коре столь обогащенных корундом тел, достаточных, чтобы образовать крупную сапфиноносную провинцию (например, Новый Южный Уэльс), тем более *закономерная приуроченность* этих «сапфиноносных прослоек» именно к проявлениям кайнозойского базальтового магматизма вдоль всей Тихоокеанской окраины.

Гипотеза о «мегакристовом» происхождении сапфиров в базальтах появилась благодаря пространственной сопряженности сапфиноносных

россыпей и щелочных базальтоидов; прямым находкам кристаллов сапфиров в базальтах; определениям возраста сапфиров (по включениям цирконов в них), который совпадает с возрастом вмещающих базальтов, а также многим другим фактам.

Впервые гипотезу ассимиляции базальтами высокоглиноземистых пород применительно к проблеме происхождения мегакристов сапфиров в базальтах высказал Е. Бэйли с соавторами (Bailey et al., 1924). Эти английские исследователи предположили, что образование корундов в базальтах связано с захватом щелочно-базальтовыми магмами пелитов в коре и их последующим переплавлением с образованием породы, насыщенной вкрапленниками сапфиров.

По мнению А.Е. Ферсмана (1940) и Е.Я. Киевленко с соавторами (1982), сапфир в щелочных базальтах – продукт непосредственной кристаллизации пересыщенного глиноземом и недосыщенного кремнеземом расплава в выводном канале магматического очага. Образование кристаллов сапфиров происходило в стадию протокристаллизации из пересыщенных глиноземом основных магматических расплавов при высоких давлениях и температурах, а избыток глинозема был обусловлен, вероятно, ассимиляцией мусковитовых, глинистых сланцев или других высокоглиноземистых пород (Ферсман 1940; Киевленко и др., 1982).

Было предложено несколько моделей образования сапфира в эволюционировавших расплавах (фонолитах, сиенитах). П. Стефенсон (Stephenson, 1976) и А. Ирвинг (Irving, 1986) предположили, что сапфир формируется из фонолитовой магмы при высоких температурах и давлениях.

А. Ирвинг и Дж. Пирс (Irving, Pearce, 1981) обосновали модель “фракционирования”, согласно которой в верхней мантии порция магмы эволюционирует путем кристаллизационной дифференциации с образованием таких минералов, как керсутит, оливин, Fe-Ti шпинель, клинопироксен, слюда и апатит, теряя, таким образом, кремниевую составляющую. В результате такого процесса должны создаваться условия (избыток глинозема в расплаве), благоприятные для образования сапфира.

Когда в шотландских щелочных базальтах были обнаружены сапфирсодержащие нодулы, состоящие из анортклаза, циркона, ильменорутила, иттро-ниобатов, биотита и апатита, был сделан вывод, что сапфир кристаллизовался в сиенитовом расплаве в коре или верхней мантии (Upton et al., 1983; Aspen et al., 1990). Надо отметить, что подобные находки (сапфир-анортклавовые нодулы в щелочных базальтах) сделаны не только в Шотландии, но и в России и Австралии (Волянюк и др., 1974; Stephenson, 1990). Н.Я. Волянюк с соавторами (1974) считают, что источником корунда, равно как и шпинелевых и двупироксеновых лерцолитов, в базальтах является ультраосновная коровая интрузия.

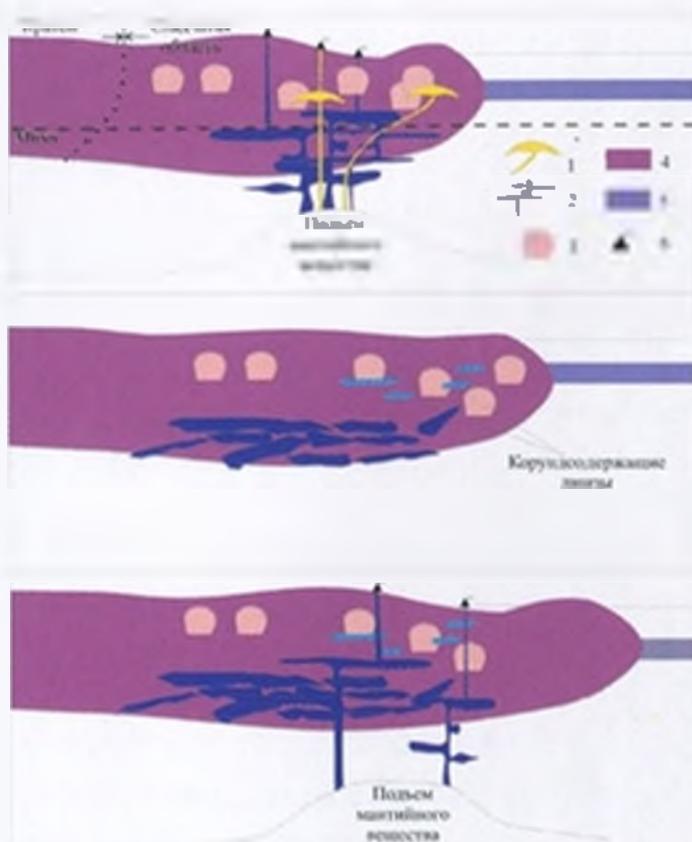


Рис. 3.2. Модель формирования сапфиров за счет смешивания магм фонолитового и карбонатитового состава (Guo et al., 1996a): 1 – фонолитовые магмы, 2 – базальтовые магмы, 3 – карбонатитовый расплав, 4 – континентальная кора, 5 – океаническая кора, 6 – щелочно-базальтовые вулканы

Эта модель предполагает наличие на глубине 45–90 км амфиболизированного участка мантии, подогреваемого мантийным плюмом, в результате чего возникает фонолитовый расплав. Сапфиры и цирконы кристаллизуются из этого расплава, а базальтовые магмы (при вулканической активации) захватывают и выносят их.

Некоторые из перечисленных выше моделей могут быть приняты как частный случай образования одного конкретного месторождения или небольшой компактной группы месторождений. Но ни одна из них не объясняет глобального распространения этих месторождений вдоль тихоокеанской окраины Азии (и не только здесь), постоянную связь с базальтами, особого химического состава “базальтовых” сапфиров и своеобразного комплекса включений в них. Кроме того, образование прозрачных окрашенных разновидностей благородного корунда подразумевает быстрый транспорт питающего вещества к центрам кристаллизации. Это может быть обусловлено только потоком агрессивного трансмагматического флюида (H_2O , P , CO_2 , Cl , F , B) и выносом кремнезёмов.

Одна из моделей (Guo et al., 1996a) предполагает, что благородный корунд образуется на глубинах 10–20 км в эволюционировавших фонолитовых магмах при внедрении в него карбонатитового (или другого недосыщенного кремнезёмом) расплава (рис. 3.2). Это “смешивание” изменяет путь кристаллизации, обогащая систему глинозёмом, в результате чего образуются сапфиноносные линзы. При изменении геодинамической обстановки эти обогащенные сапфирами тела выносятся на поверхность лавами базальтового состава.

В последнее время популярность приобрела гипотеза кристаллизации сапфира как продукта переработки базальтовой магмой высокоглинозёмистого субстрата при участии мантийного плюма (Sutherland et al., 1998).

ГЛАВА 1. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ САФИРОНОСНЫХ БАЗАЛЬТОВ ПРИМОРЬЯ

Итак, как было показано ранее, источником россыпных месторождений сапфиров во многих районах мира являются щелочные базальтоиды. Сапфиры часто присутствуют в жерловых и пирокластических образованиях и иногда встречаются в экструзивных базальтах. При этом совершенно ясно, что далеко не все базальты несут сапфировую минерализацию. Закономерно возникает вопрос, чем же отличаются сапфиросные базальтоиды от безрудных.

Приморские кайнозойские базальтоиды подробно изучались в течение последнего пятидесятилетия (Сахно, Денисов, 1963; Денисов, 1961, 1980; Иванова, 1981; Щека и др., 1983; Щека, 1983; Есин и др., 1990; Мартынов и др., 2002). В их пространственном распределении (рис. 3.3) были установлены следующие закономерности: 1) приуроченность проявлений кайнозойского базальтового вулканизма к краям миоцен-плиоценовых прогибов

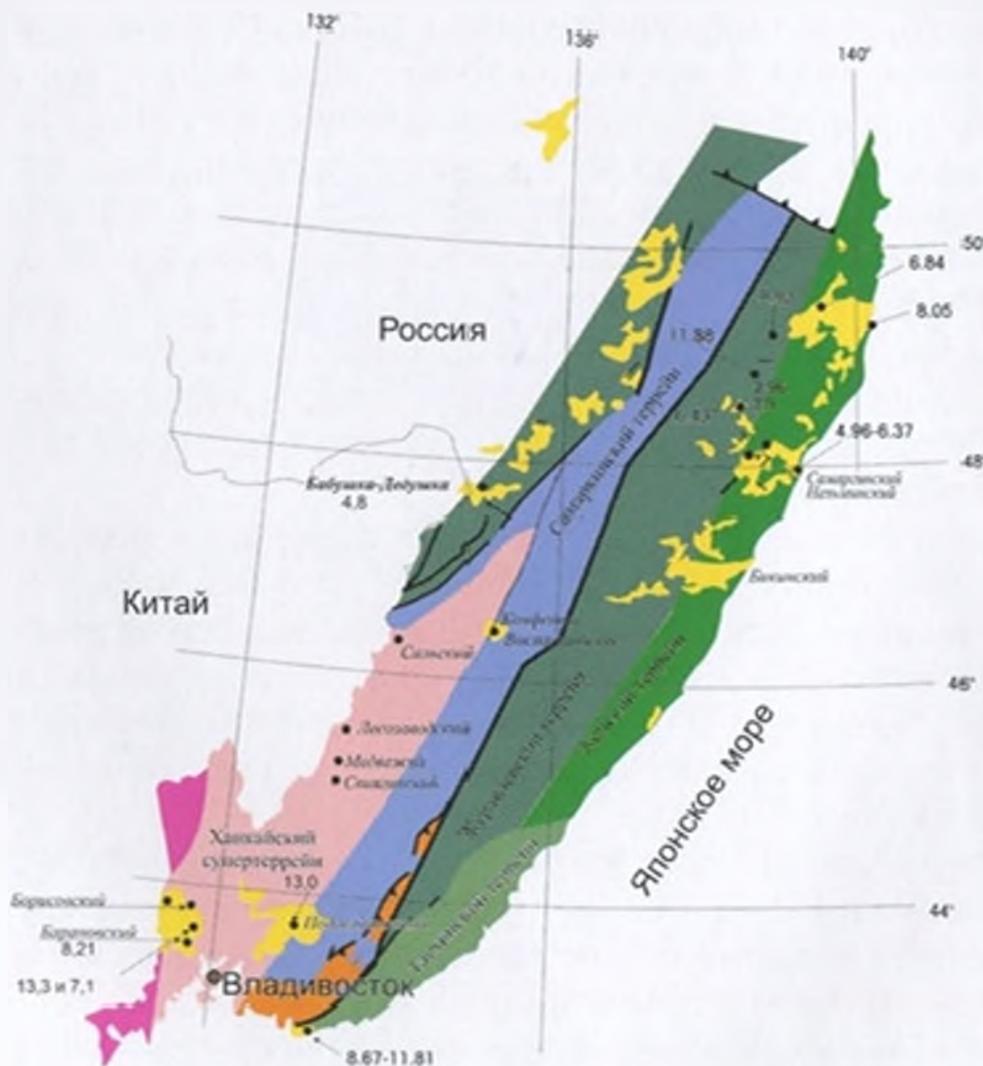


Рис. 3.3. Схема распространения кайнозойских базальтов в Сихотэ-Алине (по: Мартынов и др., 2002, с изменениями). Желтым показаны лавовые поля, точками – щелочно-базальтовые вулканы. Цифры – возраст в млн лет

(грабенообразных погружений фундамента); 2) отсутствие прямой связи кайнозойского магматизма с древними структурами (структурными швами, офиолитовыми зонами, докайнозойскими впадинами). Вероятно, это свидетельствует о том, что излияния базальтовой магмы связаны с позднекайнозойской системой глубинных расколов фундамента (Щека, 1983), заложившихся в связи с раскрытием впадины Японского моря.

Радиогенный возраст базальтов колеблется главным образом в интервале от 8 до 13 млн лет (см. рис. 3.3), однако встречаются и более молодые образования – 4,8–4,5 млн лет (Мартынов и др., 2002). Аналогичные датировки (11,2 млн лет) были получены и для обломочных цирконов (гиацинтов) из сапфиросной россыпи руч. Подгелбаночный (Akinin et al., 2004).

Как уже отмечалось, в россыпях крупные кристаллы сапфиров ассоциируют с такими же мегакристами гиацинта, санидина, титанавгита, керсутита, флогопита, глиноземистой шпинели, магнезильного ильменита, титаномагнетита, граната и некоторых других минералов, которые присутствуют в жерловых и пирокластических фациях близлежащих вулканов. Однако мегакристаллы встречаются только в щелочных базальтоидах и их производных (фонолитах, трахитах), насыщенных летучими. Именно флюидонасыщенность базальтов обеспечивает фреатические извержения, в результате которых образуются пирокластические толщи. И именно в наиболее газонасыщенных пористых базальтах были обнаружены самые крупные мегакристы и лерцолитовые включения (Щека, 1983). Эти базальты обычно и являются источником сапфиросных россыпей.

В обобщенном разрезе базальтоидных построек сапфиросных районов выделяется два минералого-геохимических типа, различающихся по характеру эксплозий.

Основную часть обычно слагают мощные покровы толентовых или субщелочных базальтов. В Маревском районе это субщелочные плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые базальты, слагающие серию потоков (вулканическое поле окрестностей пос. Вострецово, Филькиного Ключа, ручьев Козлов, Голубцов и др.). В Шкотовском районе базальты толентовые, плагиоклаз-ортопироксен-клинопироксеновые, слагают обширное лавовое плато мощностью 250–300 м.

Структура основной массы этих базальтов обычно микролитовая, но иногда в них отмечается долеритовая структура, достаточно упорядоченная, что свидетельствует, вероятно, о существовании корневых трещинных тел. Преобладающей минеральной фазой является плагиоклаз (до 50–80 % An), представленный сильно удлиненными лейстовидными кристаллами, 20–25 % составляют выделения оливина или ортопироксена разной генерации и столько же приходится на долю девитрифицированного стекловатого базиса, 10–15 % образует клинопироксен, из рудных минералов (5–7 %) присутствуют

ильменит и магнетит, образующие характерные удлиненные пластины. Базальты основания иногда обогащены коровыми близповерхностными ксенолитами, однако степень их переработки невелика.

Более поздними, часто расположенными на краях лавовых плато или прорывающими их являются субафировые черные плотные щелочные, недосыщенные кремнекислотой базальты, формирующие экстрезивные массивы и небольшие диатремы (например, вулканы Конфетка, Подгелбаночный и др.), переходящие, возможно, в непротяженные лавовые выжимки, а также трещинные тела. Эти вулканические породы по петрографическим признакам отвечают группе пикрито-базальтов, что в целом подтверждается и особенностями химического состава (рис.3.4), отражающими различную степень их недосыщенности кремнекислотой и повышенную щелочность. Состав фенокристов, включая трудно отделяемые от них мегакристы, представлен оливином, титанавгитом, крупными кристаллами анортоклаза и шпинели. Основная масса характеризуется высоким содержанием клинопироксена, иногда оливина и титанавгита, что также подтверждает пикритоидный характер расплавов. Постоянно присутствует аллотриоморфный агрегат калиевого полевого шпата, а для отдельных тел установлена значительная обогащенность цеолитами и анальцимом.

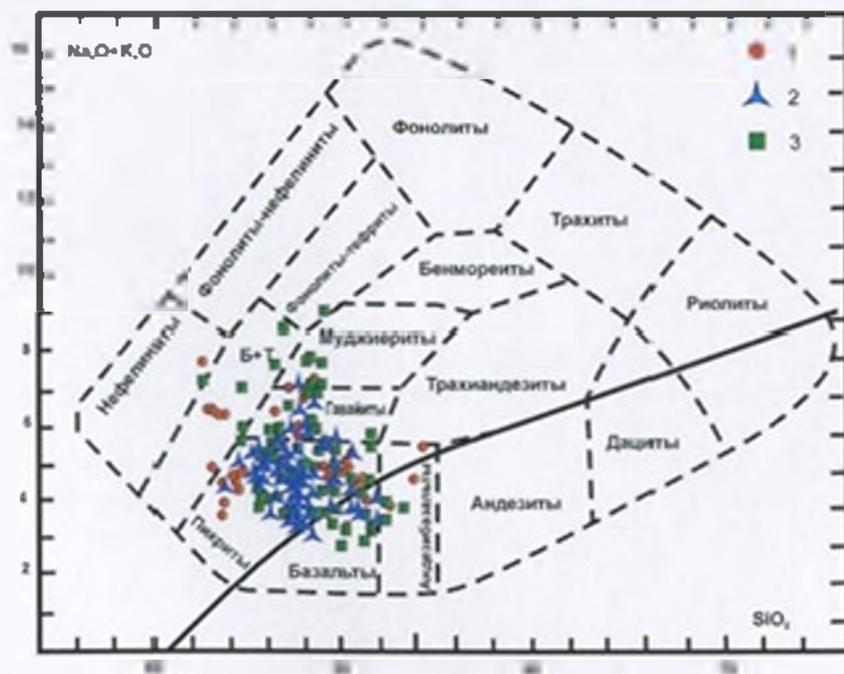


Рис.3.4. Состав кайнозойских базальтоидов из сапфиросных районов мира 1 – Таиланд, 2 – Приморье, 3 – Восточная Австралия

Для экстрезивных пикрито-базальтов характерна обогащенность лерцолитовыми, вебстеритовыми включениями, крупными кристаллами (в различной степени корродированными, раздробленными) оливина, реже глиноземистых клинопироксена и шпинели, присутствием мегакристов анортоклаза.

Многие базальты несут следы контаминации коровым материалом, что фиксируется по присутствию в различной степени корродированных зе-

Таблица 3.2. Химический состав сапфиросных базальтоидов Приморья

	Вулкан Конфетка							Базальтоиды вблизи россыпи руч. Козлов						
	В-1100	В-1104/1	АВ-1110/3	АВ-1110/4	АВ-1110/5	АВ-1121/1	АВ-1121/2	АВ-0205/2	АВ-0205	АВ-1146	АВ-0209	В-17-02/1	АВ-1151	АВ-1150
SiO ₂	44,31	43,28	46,67	46,62	46,97	44,93	43,79	43,59	44,02	43,44	45,22	44,13	41,02	47,98
TiO ₂	1,87	3,04	1,96	1,99	1,92	2,84	2,99	2,30	2,51	2,67	2,43	2,09	2,51	1,82
Al ₂ O ₃	16,32	14,77	16,14	16,11	16,10	14,67	13,91	12,41	13,83	13,11	13,18	13,10	14,70	11,72
Fe ₂ O ₃	8,18	7,32	6,68	8,45	6,99	7,20	8,31	8,52	7,40	6,26	4,50	5,06	8,07	4,64
FeO	4,3	6,00	5,87	4,16	5,06	5,65	5,37	3,99	4,65	5,90	8,89	6,68	5,27	6,99
MnO	0,18	0,14	0,20	0,18	0,18	0,18	0,16	0,15	0,15	0,15	0,13	0,14	0,29	0,14
MgO	5,30	7,52	5,88	5,45	5,65	7,30	7,87	12,65	10,21	8,68	9,75	11,62	5,69	10,52
CaO	7,05	8,98	7,02	6,88	7,24	8,18	8,46	8,62	8,98	8,92	8,96	8,59	8,33	7,28
Na ₂ O	4,48	3,54	4,46	4,43	4,14	3,62	3,12	2,96	3,46	3,29	2,90	3,21	1,98	2,67
K ₂ O	0,95	0,82	1,67	1,57	1,73	1,01	0,85	2,21	2,41	1,94	1,89	2,32	1,67	1,61
P ₂ O ₅	0,90	0,78	0,71	0,71	0,74	0,76	0,74	0,75	0,77	0,93	0,61	0,80	1,19	0,46
H ₂ O	1,85	0,81	0,82	0,86	0,69	0,70	0,80	0,43	0,27	1,16	0,32	0,32	3,88	0,97
П.п.п	4,06	2,62	1,74	2,16	2,15	2,56	3,23	1,35	1,04	3,24	0,98	1,82	5,29	3,04
Сумма	99,81	99,62	99,82	99,57	99,56	99,60	99,60	99,93	99,70	99,69	99,76	99,88	99,89	99,84
Г	56,54	49,61	54,30	55,94	54,16	49,42	48,98	35,15	39,45	43,87	43,84	36,25	56,43	38,43
Ni	120	110	80	93	76	110	120	89	140	73	170	170	145	210
Co	29	36	27	29	29	34	40	32	44	44	38	46	46	38
Cr	80	120	120	120	140	150	140	130	160	41	460	510	300	1000
V	66	120	80	89	89	135	130	88	88	80	130	120	210	150
Rb	42	75	36	41	40	58	23	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Sr	1200	1271	1175	1217	1251	1576	995	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Be	4,2	2,5	3,6	2,6	2	1,8	2,3	2,3	1,7	2,9	2,4	2,5	1,7	2,2
Nb	52	59	50	51	62	72	49	43	20	56	48	32	30	38
Zr	316	341	308	315	344	378	278	230	260	230	200	150	180	170
Y	23	29	24	24	26	26	19	18	18	22	22	18	22	20
Ga	15	20	16	18	19	22	21	13	13	16	18	15	18	17
La	43	76	81	39	61	34	31	32	12	27	42	25	21	30
Yb	2,3	3	2,7	2,6	2,3	2,5	1,8	2,1	2,3	2,2	2,8	2,5	2,5	2,7
Cl	580	270	325	310	328	299	335	н.а.	400	297	н.а.	168	280	120
F	283	317	215	205	227	266	285	н.а.	202	180	н.а.	160	311	н.а.

	Вулкан Поджелбаночный										Средние составы пород (по: Ноздрачев, 2004)	
											Толенты	Сапфи- носный щелочной базальт
	АВ-0221	АВ-0223	0321/1	0323	0323/1	0326/6а	0326/6б	Щ-946с	Щ-946д	Щ-09ж		
SiO ₂	45,05	43,26	46,62	45,48	52,63	47,75	47,29	47,46	46,69	47,55	52,75	43,03
TiO ₂	1,86	2,17	1,79	1,45	1,70	1,65	1,58	1,75	1,70	2,33	1,58	2,38
Al ₂ O ₃	14,15	12,55	14,14	12,81	15,25	13,41	13,56	15,39	14,90	14,52	15,09	13,62
Fe ₂ O ₃	4,68	4,40	3,01	4,94	6,78	3,89	3,68	3,58	3,25	2,86	4,59	5,55
FeO	5,45	6,52	6,58	5,49	4,65	6,09	5,90	6,76	8,52	7,30	6,30	6,92
MnO	0,28	0,26	0,25	0,31	0,16	0,26	0,24	0,23	0,25	0,18	0,14	0,22
MgO	8,65	11,67	10,18	12,34	4,21	9,81	10,36	9,26	9,65	8,29	6,57	9,80
CaO	6,02	8,12	5,20	5,60	6,92	5,57	5,37	5,48	5,58	7,71	7,74	8,54
Na ₂ O	4,35	3,40	3,37	4,05	3,09	4,16	4,23	3,92	3,92	4,91	2,82	4,05
K ₂ O	4,00	2,22	3,42	3,27	0,47	3,19	3,16	3,20	3,20	4,11	0,74	1,99
P ₂ O ₅	0,73	0,94	0,62	0,59	0,13	0,65	0,76	н.а.	н.а.	н.а.	0,21	1,03
H ₂ O	0,11	0,78	1,08	0,27	0,05	0,25	0,15	0,65	0,57	0,04	0,30	0,77
П.п.п	4,40	3,54	3,33	3,00	3,63	3,14	3,42	2,71	2,40	0,50	1,21	2,59
Сумма	99,73	99,83	99,59	99,60	99,67	99,82	99,70	100,39	100,63	100,30	99,84	99,98
f	38,51	33,49	33,84	31,11	58,89	35,41	33,27	37,67	39,94	40,04	47,0	41,0
Cr	99	215	110	145	120	115	130	220	260	260	251	291
Y	33	25	33	32	20	30	31	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Yb	2,7	2,1	2,6	2,3	2,1	2,5	3	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Zr	760	410	600	560	220	580	730	687	687	580	93	437
La	110	6	91	100	74	80	93	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Nb	110	68	115	110	19	98	120	н.а.	н.а.	н.а.	8	111
Rb	55	43	50	55	44	51	48	69	71	59	12	60
Sr	1226	1372	1202	1338	305	1125	1137	1225	1434	1151	352	1229
Cl	985	160	898	976	н.о.	838	852	1300	1200	1050	77	872
F	206	203	170	160	н.о.	190	155	680	627	460	183	760

Примечание. Анализ пород выполнен традиционным методом «мокрой» химии. Аналитик Макарова Г.И. Микроэлементы определены рентгенофлуоресцентным методом. Аналитики Боровик И.В., Лавыгина Н.Е., Ноздрачев Е.А. н.а. – не анализировалось, н.о. – ниже пределов обнаружения. Концентрации окислов в мас.%, остальных элементов в г/т. $f = 100 \cdot \text{Fe}_{\text{общ}} / (\text{Fe}_{\text{общ}} + \text{Mg})$ в ат. кол.

рен кварца, реже плагиоклаза. Некоторыми исследователями (Щека и др., 1983; Щека, 1983) отмечается постоянная обогащенность базальтов скоплениями реакционных коронок клинопироксеновых (субкальциевый авгит) минеральных агрегатов, с реликтами или без зерен кварца, а также скарноподобные актинолит-тремолитовые (?) реакционные оторочки, окружающие рститы кремнистых обломков. В результате реакционных преобразований первичного, возможно, гранитоидного материала наряду с коррозией и реакционным замещением отчетливо прослеживается процесс перекристаллизации в высокотемпературные фазы, укрупнения, роста зерен кварца, образующих на ксенолитной подложке изоморфные кристаллы мориона.

По петрохимическим характеристикам среди базальтоидов выделяются низко-, умеренно- и высококальциевые разновидности (Мартынов и др., 2002). Однако сапфиросные вулканы (табл. 3.2) являются более натровыми, чем окружающие их постройки без сапфиров (Щека, Иванов, 2000; Высоцкий и др., 2002б, 2003). Заключительные экструзии обычно более кальциевые, а пористые (лавы) разновидности – более натровые.

Концентрации микроэлементов и их распределение в базальтоидах в значительной степени контролируются петрохимическим составом пород (Ноздрачев, 2004). Большинство корреляций микроэлементов с петрогенными элементами объясняется хорошо известными изоморфными замещениями. Например, содержания Ni, Co и Cr отчетливо коррелируют с содержанием MgO, т. е. с меланократовостью пород, а ванадий обнаруживает отчетливую корреляцию как с Ti, так и меланократовостью. Соответственно, концентрации крупноионных литофилов (Ba, Rb, Sr, Nb, Zr) напрямую зависят от щёлочности пород, возрастая в ряду толеит–щелочной базальт. По этим показателям приморские породы не отличимы от сапфиросных аналогов из Австралии и Таиланда (O'Reilly, Zhang, 1995; Coenraads et al., 1995).

Известно, что летучие компоненты (хлор, фтор, бор, фосфор, сера, углекислота) в значительной мере определяют исходный состав, геохимическую и металлогеническую эволюцию природных силикатных расплавов. Специальные исследования (Shcheka et al., 2004; Ноздрачев, 2004) по определению распределения летучих элементов в базальтоидах не только подтвердили наши выводы о важной роли хлора и фтора в сапфиросных породах (Высоцкий и др., 2002б, 2003), но и выявили ряд новых закономерностей. Было установлено, что концентрации хлора низки и стабильны в толеитовых разностях (20–100 г/т) и возрастают в переходных (к щелочным) разностях до 200 г/т независимо от натровости ($\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$ ат.%), агпаитности ($(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ ат.%) и меланократовости ($(\text{Mg}+\text{Fe})/\text{Al}$ ат.%). В щелочных базальтах ($(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ выше 0,5) содер-

жание хлора находится на уровне 200–500 г/т. При этом выделяется несколько вулканов с аномальными (1000–2200 г/т) концентрациями хлора (рис. 3.5), причём последние повышаются с возрастанием отношения $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$. Устанавливается, что максимум концентраций хлора приурочен к составам с щелочностью $((\text{Na}+\text{K})/\text{Si})=0,24$ с резким спадом от этого пика в обе стороны (см. рис. 3.5).

Подобные аномалии характерны и для других летучих элементов – F (рис. 3.6), S, P, B, а также для когерентных им редких элементов – Zr (рис. 3.7), Nb, Sr, Ba, Rb.

Причина этих аномалий не совсем ясна – возможно, в расплавах с $(\text{Na}+\text{K})/\text{Si} = 0,24$ растворимость указанных элементов максимальна, хотя не исключено, что именно эти составы в силу своей структуры подвергаются наименьшей дегазации при излиянии магмы на поверхность. Однако, поскольку отмеченные аномалии относятся к сапфиросным вулканитам,

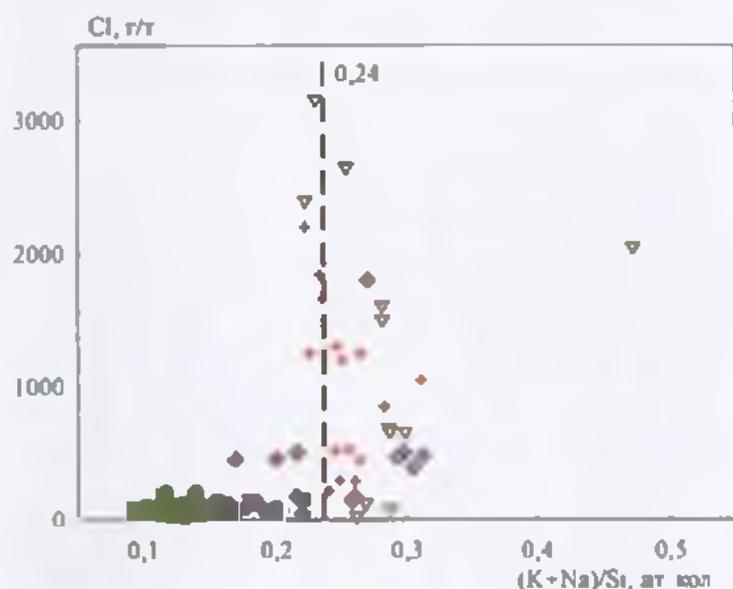


Рис. 3.5. Корреляции концентраций Cl со щелочностью пород (по: Ноздрачев, 2004)

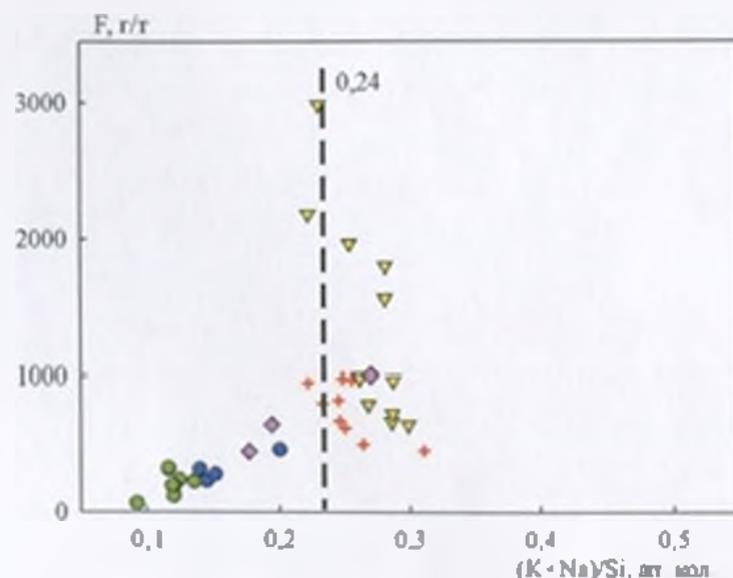


Рис. 3.6. Корреляции содержаний F со щелочностью пород (по: Ноздрачев, 2004)

Шкотовском плато сапфиры были найдены в отложениях ручьев, размывающих вулканические аппараты.

В последние десятилетия на мировом и российском рынках наблюдается устойчивый спрос на ювелирные и поделочные камни, камнесамоцветное сырье, «экзотические» горные породы (метеориты, палеонтологические окаменелости), а также ювелирные изделия с драгоценными камнями. Рыночная стоимость драгоценных камней намного выше стоимости драгоценных металлов при близких трудозатратах на их добычу. На территории Приморского края известны перспективные проявления драгоценных и поделочных камней: сапфира, благородного опала, гиацинта, топаза, офикальцита, агатов и халцедона, мориона, раухтопаза, родонита, граната, данбурита, рубеллита, аксинита и многих других.

Некоторые из них, например месторождение сапфиров в Красноармейском районе и месторождение благородных опалов в бассейне р. Алчан, до последнего времени считались единственными в России. Даже при небольших размерах и запасах подобные месторождения могут быть рентабельными и обеспечить дополнительные финансовые поступления в экономику края и России в целом. Мировой опыт свидетельствует, что освоение месторождений ювелирного сырья благотворно сказывается на экономике самых разных стран: от таких отсталых, как Танзания и Афганистан, до таких высокоразвитых, как Австралия и США. Самых высоких финансовых результатов в этом добиваются те, кто создает подконтрольную себе полную производственную цепочку, начиная от поиска и разработки месторождений, через переработку сырья, до оценки и маркетинга изделий на региональном и мировом рынках. Выдающийся пример этому показывает Таиланд, где создан мировой центр переработки и сбыта драгоценных камней со всего мира, включая добытые внутри страны. Бангкок сегодня называют камнесамоцветной столицей мира.

Учитывая традиционную ориентацию Приморья на горно-рудную промышленность и концентрацию высококвалифицированных производственных и научных кадров, а также широко развитые международные и внутрироссийские торговые связи, можно считать перспективным развитие здесь экономической отрасли, включающей геолого-разведочную, горно-добывающую, камне-облагораживающую, гранильную, ювелирную, оценочную и маркетинговую составляющие. Особенно важны конечные звенья этой производственной цепочки, так как Приморье способно стать «камнесамоцветной» столицей Востока России и его главным входом в рынок АТР.

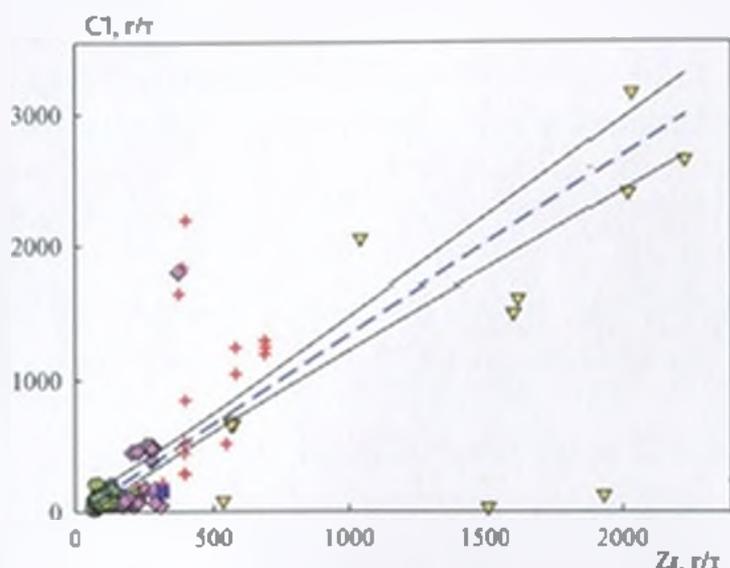


Рис. 3.7. Корреляции концентрации Cl с содержанием Zr в породах (по: Ноздрачев, 2004). Коэффициент корреляции $r = 0,73$; уравнение регрессии $Cl = 1,34Zr$

их можно считать индикатором сапфиросности щелочно-базальтовых вулканов. Эти наблюдения хорошо согласуются с обнаружением хлора во включениях в приморских сапфирах.

Таким образом, судя по полученным данным для приморских базальтов, критериями их сапфиросности являются:

1. Недосыщенность щелочно-базальтовой системы кремнеземом и обогащенность ее галогенно-углекислотным флюидом.
2. Обогащенность базальтов натрием, цирконием, стронцием и фосфором.
3. Обогащенность мегакристами титанавгита, керсутита, шпинели, ильменита, плагиоклаза, флогопит-биотита, циркона.

ГЛАВА 2. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕГАКРИСТОВ В БАЗАЛЬТАХ

Как уже говорилось, крупные кристаллы сапфиров ассоциируют с такими же мегакристами гиацинта, санидина, титанавгита, керсутита, флогопита, глиноземистой шпинели, магнезиального ильменита, титаномагнетита, граната и некоторых других минералов, которые присутствуют в жерловых и пирокластических фациях близлежащих вулканов, что однозначно указывает на процесс их кристаллизации из магмы, насыщенной флюидом. Как известно, приморские сапфиноносные базальты обогащены галогенно-углекислотным флюидом. Вероятно, именно присутствие хлора и фтора обеспечивает кристаллизацию базальтовых мегакристов и в том числе сапфиров. Это объясняется тем, что фтор и хлор образуют летучие соединения с некоторыми катионами (SiF_4 , TiF_4 , AlF_3 , ZrF_4 , AlCl_3 , ZrCl_4 , TaCl_5 , FeCl_3 и др.) и в составе флюида из расплава или породы происходит вынос этих соединений. Примером такого воздействия фтора на окружающие породы могут служить хорошо известные корунд-топазовые грейзены на периферии гранитных интрузий, образовавшиеся в результате кислотного выщелачивания кремния фтористоводородной кислотой.

Температура возгонки многих фторидов и хлоридов относительно низка (табл. 3.3), и они могут переноситься на значительные расстояния в широком диапазоне температур. Кроме того, она разная, что приводит к пространственно-временному разделению разных соединений. А это обеспечивает либо чистоту кристаллизующегося минерала, либо загрязнение его вполне определенными примесями. Например, этим можно объяснить присутствие в корундах включений герцинита (Al+Fe), циркона, тантало-ниобатов, поскольку температура возгонки хлоридов слагающих их элементов близка. В то же время фториды алюминия не летучи при температурах ниже 1200°C , а фториды циркония и трехвалентного железа возгоняются при очень высоких температурах. Напротив, фториды титана летучи при относительно низких температурах, которые, однако, выше, чем

Таблица 3.3. Данные о химических свойствах некоторых соединений галогенов (Турова, 1976)

Хлориды	T ($^\circ\text{C}$)	Фториды	T ($^\circ\text{C}$)
SiCl_4	57 кип.	SiF_4	-95 возг.
TiCl_4	136 кип.	TiF_4	283 возг.
ZrCl_4	331 возг.	ZrF_4	903 возг.
AlCl_3	180 возг.	AlF_3	1279 кип.
FeCl_3	317 кип.	FeF_3	>1000 возг.
TaCl_5	300 возг.	TaF_5	234 кип.

у хлоридов. Этим и объясняется преобладание в составе элементов – примесей в “хлорных базальтовых” корундах железа, а в “метаморфогенных фторных” – титана. Кроме того, различие в температурах возгонки хлоридов и фторидов титана даёт критерий определения температуры образования “базальтовых” корундов. Увеличение концентрации титана в них может свидетельствовать о том, что данные корунды образовались из более высокотемпературного флюида.

Суммируя данные по составу сапфиросных базальтов и сапфиров, наиболее вероятной представляется решающая роль Cl-насыщенного флюида в формировании сапфиров, так как он допускает широкий интервал образования (от приповерхностных условий до образования микрокристаллов на границе раздела кипящего расплава и флюидной фазы). Кроме образования самого сапфира, с помощью этой модели можно объяснить неоднократно наблюдавшийся парагенезис сапфир–циркон–шпинель.

Мы полагаем, что формирование сапфиров (рис. 3.8) происходит в вулканических аппаратах щелочно-базальтового вулкана при условиях стабильного поступления флюида, несущего соединения газообразного хлористого алюминия, и в целом может быть разделено на несколько этапов:

1. *Образование хлористого глиноземсодержащего флюида.*
2. *Транспортировка соединений до места их отложения.*
3. *Гидролиз флюида.*

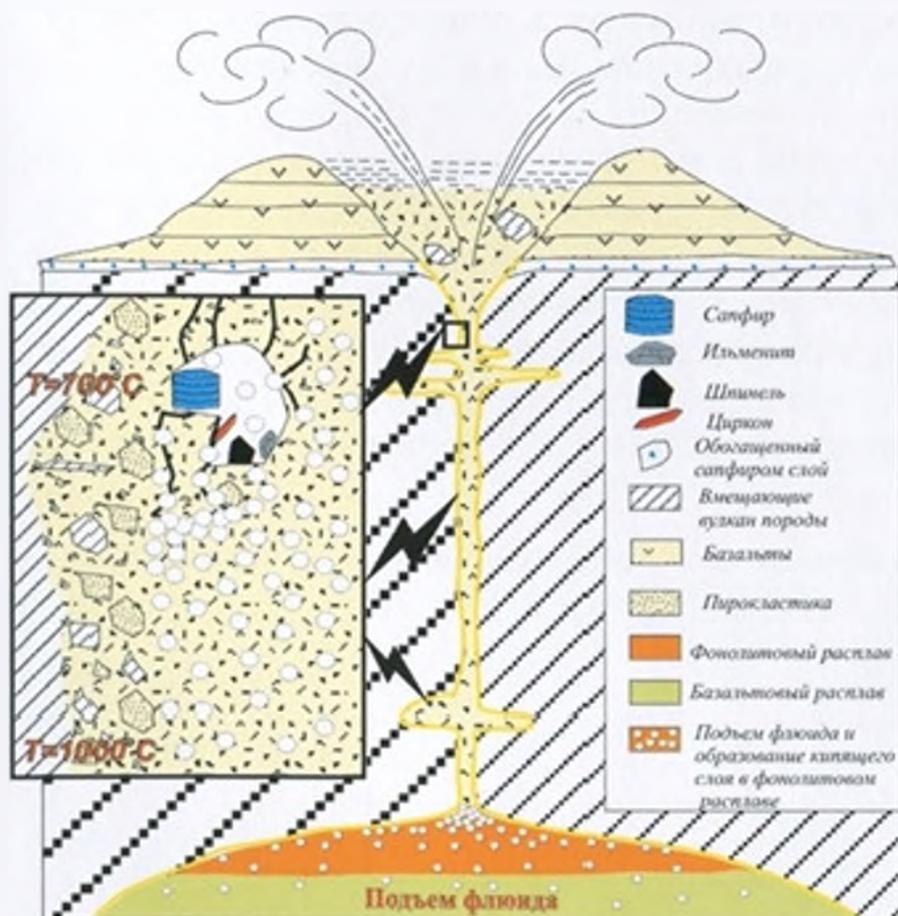


Рис. 3.8. Модель образования мегакристаллов в щелочно-базальтовом вулкане при участии Cl-содержащей флюидной фазы

4. Кристаллизация сапфира в миароловых пустотах щелочно-базальтового вулкана.

5. Транспортировка кристаллов сапфира от места образования и формирование сапфиросных образований.

Образование глиноземсодержащего флюида. Предполагается, что в коре существует высокотемпературный магматический очаг, сквозь который проходят потоки трансмагматического флюида, обогащенного галогенами. Первоначально система закрыта, это обусловлено тем, что, хотя зоны дробления и трещины в контактовой области (вмещающей магматический очаг породы) проницаемы для флюида, их общая доля в породе невелика. Поэтому вполне вероятно вскипание верхнего слоя флюидизированного расплава в магматической камере.

Таким образом, происходит взаимодействие между расплавом и флюидом. В результате этого взаимодействия образуются газообразные $AlCl_3$, $ZrCl_4$, $HfCl_4$, $TaCl_5$, $NbCl_5$, $FeCl_3$ и их комплексные соединения, а также соединения с H_2O , P , C , CO_2 , F , B . Это предположение подтверждается данными по составу газов современных вулканических извержений (Коржинский и др., 1998).

Транспортировка галогенных соединений до места отложения. Высвобождение флюида из магматического очага может происходить двумя путями:

1) под действием высокотемпературного градиента возможно тепловое разуплотнение горных пород кровли магматического очага за счет анизотропного расширения кристаллов, слагающих породу. Возникшие микротрещины создают сеть поровых каналов, по которым могут подниматься газы и растворы (Зарайский, 1989);

2) при поступлении новых порций трансмагматического флюида давление в магматической камере может превысить литостатическое и спровоцировать взрывное раскрытие магматического канала.

Кристаллизация сапфира в пустотах или порах пирокластического материала жерла. При продвижении к поверхности и соприкосновении с нагретыми водами в верхних частях вулканического аппарата комплексные соединения галогенов с Al , Fe^{3+} , Zr , Hf , Ta , Nb и др. подвергаются гидролизу, приводя к осаждению оксидов этих элементов, образующих зародыши, на стенках каналов и газовых пустот или других минералах с близкими структурой и параметрами решетки. Постоянный приток газообразного материала приводит к динамичному росту кристаллов, что и определяет образование мегакристов.

Как мы уже говорили, природные макрокристаллы сапфира образуются из большого количества нанокристаллов в процессе самосборки. Верхней границей атомно-молекулярного уровня, на котором структурными

единицами являются атомы, ионы и их группы, входящие в состав минералообразующей среды (расплава, раствора, флюида и пр.), являются устойчивые зародыши кристаллических фаз. Они формируются из областей ближнего порядка в расположении атомов при благоприятных условиях. Газ или жидкость приобретает первичную информацию, сорбируясь на грани нанокристалла и копируя таким образом его структуру. Здесь нанокристалл играет роль источника генетической информации. Таким образом, процесс кристаллизации есть процесс транскрипции (переписывания) и трансляции (передачи) генетической информации, носителем которой служат нанокристаллы. Доставленные к месту самосборки атомы, молекулы и нанокристаллы могут расти, мигрировать на другое место, испаряться или присоединяться к уже закрепившимся нанокристаллам, образуя матрицу минерала.

С появлением в последнее десятилетие атомно-силовой микроскопии появился новый способ изучения вещества на наноуровне (10^{-7} – 10^{-9} м). В предыдущих исследованиях нам удалось определить форму кластеров в некоторых природных кристаллах, чем они отличаются друг от друга в разных минералах и каковы их взаимоотношения между собой. Мы показали на примере корунда, что макрокристаллы состоят из совокупности кластеров, размер которых колеблется в пределах 20–100 нм (=200–1000 ангстрем), а в ряде случаев и меньше. Было установлено, что природные мегакристаллы сложены агрегатами более мелких кристаллов, образующих рекурсивную последовательность.

Мы полагаем, что процесс роста кристаллов “базальтовых” корундов осуществляется способом, хорошо известным как газовая эпитаксия. Он заключается в осаждении материала, образующего зародыш на подложке, состоящей из другого материала с близкими структурой и значением

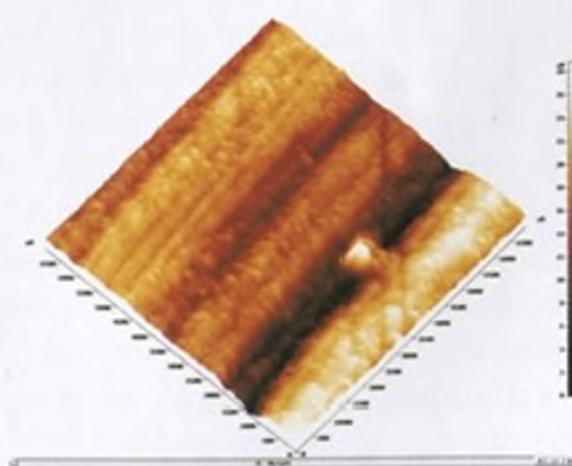
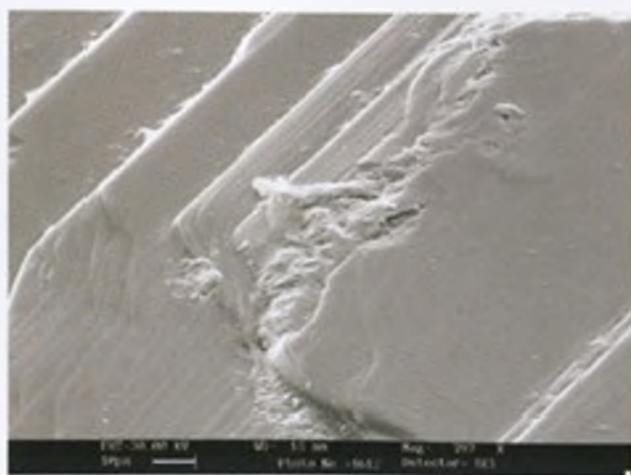


Рис. 3.9. Тонкослойная структура природного приморского сапфира. На левом рисунке природная поверхность, снятая на электронном микроскопе, $\times 787$. На правом снимке тот же кристалл, снятый на атомно-силовом микроскопе, $\times 30000$

параметра решетки. Зародыши, имеющие нанометровые размеры и энергетически выгодную форму, образуют отдельные, одинаково ориентированные кристаллики, которые затем срастаются (рис. 3.9) в сплошную пленку (слой). Дефекты плёнки возникают на примесях, а также в местах срастания отдельных кристалликов (см. С. 66–71). Образовавшаяся пленка (слой) является подложкой для следующего слоя (или нового минерала). В процессе самосборки макрокристалла из нанокристаллов используются слабые связывающие взаимодействия, вероятно, силы Ван-дер-Ваальса, что позволяет реакции идти под термодинамическим контролем с непрерывным исправлением ошибок сборки.

На рис. 3.10 представлена схема, которая описывает условия и механизм формирования мегакристов сапфира в базальтах. Этот механизм, как

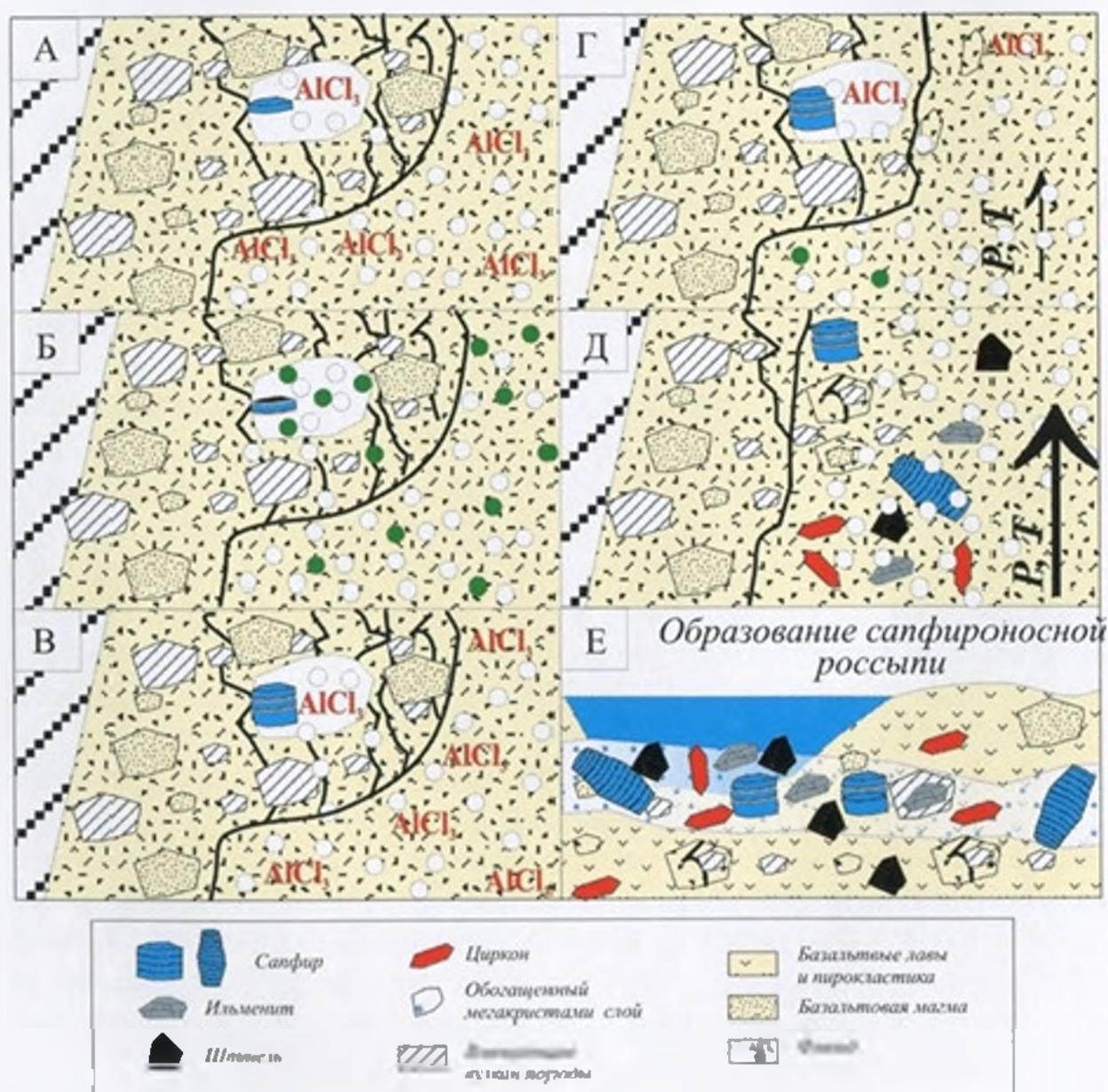


Рис. 3.10. Схема образования мегакристов в жерле вулкана при активном участии флюида и формирование слоя, обогащенного сапфирами

нам кажется, применим не только к сапфирам, но и к другим минералам мегакристовой ассоциации.

А. При взаимодействии с холодной стенкой камеры и соединениями, обладающими большим окислительным потенциалом или водой, газообразный $AlCl_3$ окисляется с образованием корунда. Возможны реакции с паром, углекислотой, серной кислотой, кислородом, другими веществами.

При условии стабильного поступления хлористого алюминия кристалл корунда начинает расти по всей первичной плоскости. Сначала образуются "островки" микрокристаллов, затем они разрастаются и сливаются в единое поле, как это было показано на стр. 71. Не используемое сапфиром вещество либо отторгается, либо консервируется в виде включений. И так продолжается слой за слоем, пока среда будет пересыщена глиноземом.

Б. При изменении флюидного режима прекращается (или существенно замедляется) поступление $AlCl_3$. Среда более не пересыщена глиноземом, поэтому корунд прекращает рост. Al образует соединения с Si, Mg, Na, K и другими активными элементами. В этот момент, согласно Н.В. Белову (1976), ионы кремния "прилипают" к кислородным слоям корунда, образуя мусковитовую или пиррофиллитовую "шапочку" кристалла. Этим явлением и обусловлена прекрасная отдельность кристаллов корунда.

В. С поступлением новой порции $AlCl_3$, кристалл снова начинает расти как корунд.

Формирование сапфиросных образований. Сапфиры и материал, слагающий жерло вулкана, выносятся на поверхность вулканическим взрывом либо магмой (рис. 3.10, г, д). При этом происходит взаимодействие с транспортирующим агентом. Этим и объясняются следы растворения и прекратившегося роста на поверхности мегакристов, а также находки сапфиров не только в пирокластике базальтового состава, но и в базальтах. Как известно, наиболее богаты сапфирами горизонты пирокластике щелочно-базальтовых вулканов. Приуроченность сапфиросного слоя к пирокластической фации может быть объяснена тем, что в период, предшествующий взрыву вулкана, давление флюидной фазы и темпы роста мегакристов максимальны.

Все вышеизложенные данные позволяют объяснить с позиций предложенной гипотезы присутствие минеральных и расплавных включений столь необычного состава в сапфирах, специфику морфологии кристаллов сапфира (отдельность, фигуры растворения и роста), приуроченность таких месторождений сапфиров к щелочным базальтоидам и некоторые другие особенности.

Находки сапфиров и гиацинтов в кайнозойских щелочных базальтовых вулканах Приморья позволяют считать эту территорию северным звеном Австралийско-Восточно-Азиатского сапфириноносного пояса (Высоцкий и др., 2003). В связи с этим мы не сомневаемся, что и северо-восточное окончание пояса кайнозойских базальтоидов (Магадан, Чукотка) имеет реальные перспективы обнаружения этого оруденения и заслуживает постановки поисковых работ. Кроме того, намечается Монголо-Охотское направление сапфириноносности, связанное с кайнозойскими базальтоидами. Известны находки сапфиров в Монголии на вулкане Шаварын-Царам (Агафонов и др., 1990). Есть сведения о корундах, найденных на Хингане, в пределах Хингано-Олонойской вулканоструктуры (Зотова, 2005). Таким образом, обширные территории, занятые базальтовыми покровами и ранее считавшиеся неперспективными для поисков полезных ископаемых, могут содержать месторождения весьма дорогих драгоценных камней. Сами лавы и туфы обычно относительно бедны полезными компонентами, однако их дезинтеграция обычно приводит к высвобождению стойких к выветриванию цирконов, корундов и других сопутствующих минералов и их концентрации в россыпях.

Результаты проведенных работ показывают, что образование россыпей сапфиров на Дальнем Востоке, так же как их аналогов в Австралии, Юго-Восточной Азии, Африке и на Мадагаскаре, не зависит от типа фундамента и подстилающих пород. Они могут располагаться в различных геодинамических и структурных зонах: на платформах, кристаллических массивах, их окраинах или в фанерозойских складчатых областях. Общим геологическим критерием сапфириноносности являются наличие континентальной коры и пространственная сопряженность с проявлениями кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма. И как было показано, источником сапфириноносных россыпей Приморья являются кайнозойские щелочные базальты.

Геохимическим индикатором сапфириноносности щелочных базальтоидов является их обогащенность углекислотно-галогенным флюидом, а также натрием, цирконием, стронцием и фосфором. Минералогически это выражается в присутствии большого количества мегакристов, в том числе полевых шпатов, глиноземистой шпинели (герцинита) и циркона (гиацинта). Поэтому одним из критериев возможной промышленной сапфириноносности аллювия является наличие в нем крупных кристаллов минералов (полевых шпатов, оливинов, пироксенов, цирконов и пр.), которые соответствуют минералам мегакристовой ассоциации кайнозойских щелочных базальтоидов и имеют сходные химические характеристики.

Сапфирам базальтового происхождения присуще повышенное содержание железа при низких концентрациях титана, что служит критерием для

определения их генетической природы. Именно железо, соотношение его окисной и закисной форм, является главным элементом-хромофором, обеспечивающим цветовую гамму "базальтовых" сапфиров, в отличие от титана, характерного для "метаморфогенных" сапфиров. Расплавные включения в "базальтовых" сапфирах обогащены Na, Cl и P, а солевые включения представлены преимущественно хлоридами Na и K. Все это является отражением существенной роли хлора в образовании сапфиров.

Кристаллизация "базальтовых" сапфиров протекает при участии газообразных соединений хлористого алюминия по механизму "миароловых" пустот. Процесс роста кристаллов осуществляется, вероятно, в результате газовой эпитаксии. Зародыши, имеющие нанометровые размеры и энергетически выгодную форму, образуют отдельные, одинаково ориентированные кристаллики, которые затем срастаются в сплошную пленку (слой). Дефекты плёнки возникают на примесях, а также в местах срастания отдельных кристалликов. Образовавшаяся пленка (слой) является подложкой для следующего слоя (или нового минерала). В процессе самосборки макрокристалла из нанокристаллов используются слабые связывающие взаимодействия.

Findings of sapphire and jacinth (hyacinth) in and around the Cenozoic alkali basalt volcanoes of Primorye allow us to interpret this territory as the northern link of Australian-East Asian sapphire belt (Vysotskiy et al., 2003). The authors have no doubts about good prospects for this type of mineralization to occur in the north-eastern part of the Cenozoic basaltic belt (Magadan and Chuckchee Peninsula) and prospecting works in this area to be promising. Sapphire mineralization related to the Cenozoic basalt-containing rocks was also tracked in the Mongol-Okhotsk direction. Findings of sapphire have been registered in Mongolia, on the Shavaryn-Tsaram volcano (Agafonov et al., 1990), as well as corundums within the Hingan-Olon volcanic structure (Zotova, 2005). Thus, vast territories covered with basaltic rocks, earlier considered as non-promising for useful minerals, may host deposits of pretty expensive gemstones. Although lavas and tuffs are actually poor in useful mineral components, their disintegration usually releases weathering-stable zircons, corundums, and other associated minerals concentrating in placers.

This study found the formation of sapphire placers in Far East, Russia, as well as analogues in Australia, South-East Asia, Africa, and Madagascar, independent on the basement type and underlying rocks. Such placers may occur in different geodynamic structural zones: platforms, crystalline massifs, marginal or Phanerozoic folded belts. Geological criterion of sapphire mineralization common for all zones is availability of continental crust and spatial contingency with Cenozoic alkali-basaltic volcanism. As shown earlier, the sapphire placers of Primorye also generated in Cenozoic basalts.

Sapphire mineralization in alkali basalts is geochemically indicated by their enrichment in hydrocarbon-halogen fluid and sodium, zirconium, strontium, and phosphorus and is mineralogically indicated by the presence of multiple megacrysts, feldspar, aluminous spinel (hercynite), and zircon (jacinth) inclusive. That is why the presence of big crystals (feldspar, pyroxene, zircon, etc.) in alluvium, classified as Cenozoic alkali basalt megacrystal association is used as criteria of probable sapphire mineralization of industrial scale.

The sapphires generated in basalts are characterized by higher iron and lower titanium concentrations – the factors that indicate their genesis. It is iron, its Fe^{2+}/Fe^{3+} cation ratio in particular, that is the main chromophore-element responsible for color diversity of “basaltic” sapphires. Titanium, unlike iron, is characteristic sapphires of metamorphic or metasomatic origin. Melted inclusions in “basaltic” sapphires are enriched in Na, Cl, and P, while saline inclusions are represented mostly by Na and K chlorides. This demonstrates how important Cl is for formation of sapphires.

Crystallization of sapphires follows the mechanism of miarolitic cavities with participation of gaseous compounds of aluminum chloride. The process of crystal growth probably results from epitaxy of gases. Nucleus of nanometer