

ННТП — СССР

ГЛАВНОЕ ГЕОЛОГО-ГИДРО-ГЕОДЕЗИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

Т Р У Д Ы
УКРАИНСКОГО ГЕОЛОГО-ГИДРО-
ГЕОДЕЗИЧЕСКОГО ТРУСТА

TRANSACTIONS
of the Geological, Hydrological and
Geodetical Trust of Ukraine

Проф. П. П. ПЯТНИЦКИЙ

ИЗУМРУДЫ

ИХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ
И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Prof. P. P. PIATNIZKY

EMERALDS

THEIR OCCURANCES
AND GENESIS



19 34

ОНТИ ННТП СССР

Государственное научно-техническое

ГОРНО-ГЕОЛОГО-НЕФТЯНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

МОСКВА

• ЛЕНИНГРАД

• НОВОСИБИРСК

АННОТАЦИЯ

Работа представляет окончание серии трех предыдущих работ автора о месторождениях изумруда. Вначале дается описание горных пород Уральского месторождения изумрудов, причем приведено много химических анализов и химических уравнений для выяснения явлений метаморфизма пород. Главы вторая и третья посвящены вопросу десиликации пегматитов, образованию редких минералов, содержащих Be и Cr, и происхождению изумрудов. Четвертая глава дает краткое описание иностранных изумрудных месторождений, более подробно описанных автором в предыдущей его работе („Тр. ВГРО“, вып. 189, 1932) пятая — условия образования различных типов месторождений.

Автор высказывает некоторые оригинальные взгляды, например, по вопросу о происхождении талька, не разделяемые большинством специалистов; это не является, однако, недостатком работы и послужит лишь к углубленному изучению трудных вопросов. Особенно ценным в труде следует считать исчерпывающее освещение вопроса на основании изучения данных иностранной литературы, недоступной большинству русских читателей.

Труд найдет себе читателя среди научных работников, минералогов, петрологов, инженеров-разведчиков и студентов геолого-разведочных вузов.

Отв. ред. В. В. Аршинов.

Тех. ред. Г. Г. Поргин

Сд. в произв. 10/I 1934

Подп. в печ. 17/IV 1934

Ст. ф. 72×104¹/₁₆

В 1 печ. л. 62000 тип. зн.

Объем 3 печ. л.

Изд. № 190

Уполн. Главл. В-81089

Тираж 800

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая работа представляет собою последнюю (четвертую) часть серии работ¹, имеющих своей задачей путем сравнительного изучения Уральского и других месторождений изумрудов выяснить условия и способ их образования. Выяснение деталей структуры Уральского месторождения не входило в мою задачу — этим занималась партия геологов под руководством Н. И. Успенского. Геологическая съемка эта уже закончена, и результаты ее, вероятно, скоро появятся в печати.

Так как, однако, на окончание моей работы ни у Уралтреста, ни у ЦНИГРИ не нашлось средств, мне пришлось воспользоваться любезно предложенными средствами Уральского геологоразведочного треста и НИГРИ при нем, которым приношу здесь искреннюю благодарность, то и самой этой четвертой части, естественно, пришлось придать характер самостоятельной законченной работы. Особое внимание обращено здесь, однако, на выяснение химических процессов образования минералов и горных пород и, главным образом, химии процесса десиликации пегматитов, которые до настоящего времени оставались в научной литературе совершенно неосвещенными.

¹ П. Пятницкий. Геологические исследования в изумрудном районе на Урале. Генетические соотношения горных пород свиты изумрудных сланцев. „Изв. Геол. ком.“, XLVIII, № 3, 1929.

К вопросу об образовании изумрудов. „Тр. ГГРУ“, вып. 75, 1932.
Геологические условия нахождения изумрудов вне СССР. „Тр. Всесоюзного геологоразведочного объединения“, вып. 189, 1932.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	4
Глава I. Уральское месторождение изумрудов.	
Общий характер геологического строения и направление метаморфизма	5
Диориты	6
Метаморфизм диоритов	8
Слюдяные сланцы	11
Эклективный или избирательный метаморфизм	12
Глинистые сланцы	14
Дуниты и серпентины	16
Пегматиты	17
Глава II. Десиликация пегматитов	18
Образование редких минералов в зоне слюдяных сланцев	21
Происхождение изумрудов	22
Глава III. Десиликация пегматитов в применении к объяснению различных вариаций зон кристаллических сланцев	27
Генетические типы пегматитов	33
Глава IV. Краткое описание изумрудных месторождений вне СССР	35
Европа (Зальцбург, Норвегия, находки изумрудов в других местах Европы)	35
Азия	36
Африка (Египет, Трансвааль, Алжир)	38
Австралия (Новый Южный Уэльс, Западная Австралия, Южная Австралия)	38
С. Америка,	39
Ю. Америка (Колумбия, Бразилия)	39
Глава V. Условия образования различных типов изумрудных месторождений	40
К вопросу о возможности нахождения изумрудов на территории Днепровской кристаллической площади	44
Summary	45

Глава I

Уральское месторождение изумрудов

ОБЩИЙ ХАРАКТЕР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И НАПРАВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Изумрудный район расположен в 60 км к NNE от Свердловска, в болотистой и совершенно некультивированной местности по левому берегу р. Рефты, огибающей его с W, S и E; естественные обнажения отсутствуют, а искусственные выемки очень быстро оседают и затачиваются, так что, несмотря на столетнюю разработку месторождения, сотнями, если не тысячами, старателей, частью предпринимательскими компаниями, главным же образом, государственными предприятиями, годных для наблюдений выемок прошедшего времени не осталось, каждый из исследователей-разведчиков (Каковин, Вейц, Гревинг, Миклашевский и др.) мог основываться только на своих собственных разведочных работах, частью на литературных данных, но не на выемках своих предшественников.

Громадные выемки открытых работ New Emeralds Company дали довольно устойчивые разрезы, и еще в 1928 г. северный карьер Троицкого прииска, особенно в западной и южной своей части, давал возможность наблюдать соотношения горных пород свиты—диоритов, слюдяных сланцев, пегматитов и тальковых сланцев; в 1929 и последующих годах картина уже сильно изменилась вследствие как оседания и сползания почвы, так и засыпания этих интересных обнажений отвалами из шахт. Глубокие открытые разработки Марининского прииска, той же компании, во время моих посещений в 1928—1931 гг. были почти негодны для наблюдений. В течение указанного периода времени я все же старался осмотреть все существующие выемки и отвалы при них, а равным образом канавы и шурфы разведочных и съемочных работ вышеуказанной партии геолога Н. Успенского, во время их производства (через год они уже запылились), что по согласованию с литературными данными дало мне возможность остановиться на следующей схеме геологического строения местности в связи с выяснением генетических соотношений составляющих горных пород и химических процессов, происходящих при их метаморфизме и образовании изумрудов.

Схема геологического строения свиты изумрудных сланцев и их метаморфизма, которую я подробно разовью в дальнейшем изложении, следующая. Гранитное плато, состоящее из среднезернистых биотитовых гранитов, прекрасно обнаженных карьерами к E от Марининского прииска, к W от Троицкого прииска, местами по рр. Рефты и Токовой и у оз. Черного, прорывается мощною жилую диорита в направлении близком к N—S; мощность ее, вероятно, 1 км, длина около 16 км; южнее, за Рефтой, выступает, может быть, позднее (после образования сланцеватости) отогнутая, часть этой жилы с простиранием почти E—W. Благодаря боковому давлению

нию в направлении E—W, диоритовая жила эта приобрела резко выраженную сланцеватость с простиранием плоскостей откола N—S и крутым падением на E. С начала выхода этой жилы на дневную поверхность происходит усиленный, главным образом поверхностный, метаморфизм (катаморфизм, по Van Hise) ее, выражающийся в переходе роговой обманки частью непосредственно в тальк, частью сначала, в слюду, которая тоже переходит в тальк, в результате чего вся поверхность изумрудной свиты, весь поверхностный слой, непосредственно под дерном, состоит из талька, и только при значительном углублении (различном в различных местах) мы встречаем слюдяный сланец и диорит.

После образования сланцеватости в диорите происходит внедрение (по сланцеватости) продуктивных пегматитов — пневматолитической их фазы (стр. 20), изменявших прилегающий диорит в слюдяный сланец и тальк, частью и в актинолит, и давших бериллы, изумруды, цирконы, хризобериллы, флюориты, турмалины и другие минералы. Далее следовало внедрение мощных жил стерильных жидкомагматических пегматитов (стр. 17), вкрест простирания пород, а равно и дунитов, в таком же направлении; последние дали серпентин.

Из всего этого следует, что главной, исходной горной породой изумрудной свиты являются диориты, почему с них мы и начинаем свое петрографическое описание.

Диориты

Указанная диоритовая жила представляет собою чрезвычайно неоднородное тело, отличающееся в различных своих частях структурой и минералогическим и химическим составом. Первоначальная гипидиоморфная структура наблюдается сравнительно редко, большею же частью составляющие минералы вновь перекристаллизовались, частью расположились параллельно и дают все стадии перехода к бластозернистой структуре. Плаггиоклаз большею частью андезинового характера; роговая обманка иногда приближается к актинолиту, но большею частью обыкновенная, Al содержащая. Количественные соотношения составляющих минералов тоже очень непостоянны. В наименее метаморфизованных образцах количество роговой обманки составляет 40—45%, плаггиоклаз — 25—30%, кварц местами почти совершенно отсутствует, но иногда почти вытесняет плаггиоклаз. Особым видом является выступ на левом берегу р. Токовой, у пересечения дорогой от Троицкого к Сретенскому прииску; его можно назвать кварцево-авгитово-роговообманковым диоритом; он содержит около 40% роговой обманки, местами уралитовой, частью превращенной в хлорит, около 30% авгита диопсидового ряда и 20—25% кварца; плаггиоклаза очень мало.

Соответственно изменчивости минералогического состава изменяется и химический их состав, но вообще они относятся к основным диоритам (55,56 — 49,94% SiO_2), так что их можно было бы, по Osann, назвать роговообманковыми габбро. Наиболее основные из этих диоритов — бескварцевые, с резко выраженной бластоструктурой — можно назвать амфиболитами (что и делают некоторые исследователи изумрудного района), но не нужно забывать, что они тесно, генетически связаны с прилегающими диоритами, представляют собою их основные фации, а не с типичными габбровыми породами (которых тут нет), как это наблюдается гораздо чаще (Adams). Нередко в них наблюдаются: титанит (лейкоксен), магнетит, а на больших глубинах отдельные зернышки (видимые простым глазом) пирита.

Для характеристики химического состава диоритов привожу анализы трех образцов, произведенные в химической лаборатории Геологического комитета:

№ 1 — сланцеватый кварцевый диорит с глубины 113,5 м, из буровой скв. № 1 Троицкого прииска;

№ 2 — кварцевый диорит восточной части массива;

№ 3 — кварцево-авгитово-роговообманковый диорит с р. Токовой.

	№ 1	№ 2	№ 3
SiO ₂	55,56	54,00	50,33
TiO ₂	0,64	1,71	0,26
Al ₂ O ₃	15,32	18,29	11,00
Fe ₂ O ₃	6,82	2,23	1,26
FeO	2,91	5,55	5,94
MnO	0,08	0,27	0,09
CaO	6,13	7,95	19,65
MgO	3,82	3,28	8,74
K ₂ O	1,83	0,47	0,41
Na ₂ O	3,04	5,10	1,27
Cr ₂ O ₃	Сл.	Нет	Нет
Гигр. H ₂ O	1,31	0,08	0,06
Пот. при прок.	2,19	0,85	1,94

В диорите из „северного разреза“ Троицкого прииска определено содержание 52,51% SiO₂, а из Люблинского прииска — 49,94% SiO₂.

Особого внимания заслуживает диорит, найденный в отвалах юго-восточного конца канавы № 1 Мариинского прииска. Он мало рассланцован, содержит мало плагиоклаза, довольно много новообразований биотита и длинных (с удлинено шестиугольным поперечным сечением) луковично-зеленых, сильно плеохроичных иголочек актинолита, захватывающих зерна кварца и плагиоклаза, т. е., несомненно, позднейшего происхождения. В этой породе, находящейся по соседству с нижеописанными глинистыми сланцами, заключаются местами мелкие, пылеобразные частицы углерода. Надо допустить, что углерод этот происходит из ассимилированных обломков кровли глинистого сланца при внедрении диоритовой жилы.

Нахождение углерода в интрузивных породах отмечалось неоднократно и ранее, причем некоторые исследователи склонны были приписывать ему магматическое происхождение, другие считают его ассимилированным из боковой породы. Первого мнения придерживались В. И. Вернадский¹ и Шкляревский для выделения углерода в гранитах (пегматитах) Ильменских гор. Л. Ячевский² указывает на выделение графита в нефелин-авгитовом сиените, прорезывающем известняки и графитовые сланцы и содержащем в себе обломки этих пород, частью резорбированные и метаморфизованные; углерод в сиените в виде пучков графитита. А. Sigmund³ находит графит в графитите близ Pöchlarn, причем графит располагается вокруг неделимых кварца, граната, микропертита, альбита и по трещинам этих минералов (но не внутри их), почему автор полагает, что графит выделился в породе в твердом виде только после затвердения всех остальных минералов. Е. Harbort⁴ описывает пегматитовые валуны из конечной морены северной Германии (близ Wronken), состоящие из ортоклаза, плагиоклаза, темной слюды, местами кварца, акцессорно — флюорита и апатита; существенной составною частью является графит, в кристаллических табличках, до 1 см в диаметре; особенно часто графит сростается с полевым шпатом (и прорастает его); автор полагает, что часть графита выделилась из магмы вместе с биотитом, часть — с полевым шпатом. Lacroix⁵ находил графит в виде больших листочков в граните Мадагаскара. G. Friedel⁶ обнаружил графит в Капских алмазах. Самые алмазы

¹ Z. f. Kryst., 36, p. 180, 1902.

² L. Jacewsky. Die Alibertsche Graphitlagerstätten nächst Botagolsky Golez. „Z. f. Kryst.“, 38, 1904. Алиберовское месторождение графита. Геол. иссл. по линии Сиб. ж. д., 11, 1899.

³ A. Sigmund. Graphit im Granulit bei Pöchlarn. „Tsch. Min. Petr. Mitt.“, 23, p. 406, 1904.

⁴ E. Harbort. „Zeitschr. d. D. G. G. Monatsber.“, p. 176, 1915.

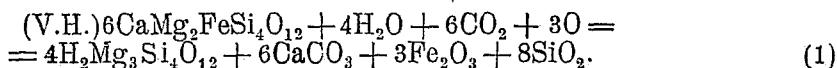
⁵ Lacroix. „Min. de Madagascar“, 1, 153, 1922.

⁶ P. Friedel. „Compt. rendue hebdomadaires de l'Académie Française“, 177, 1085, 1923.

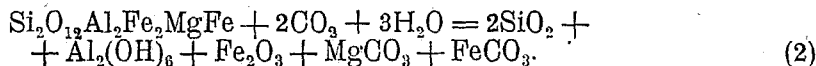
наиболее богатого в мире месторождения в Трансваале имеют аналогичное происхождение: ассимиляция кимберлитами углерод содержащих пород при особых условиях давления, температуры и т. д. Но в других местах, например в Бразилии, происхождение алмазов связывают и с другими породами, даже с пегматитами, причем не исключена возможность и здесь выплавления углистых сланцев. В различных частях Урала до настоящего времени найдено 222 зерна алмазов. Практического значения эти находки, конечно, не имеют, но они должны указывать, что в этой горной стране были породы, содержавшие некоторое количество алмазов, были условия для их образования, но породы эти, вероятно, уничтожены выветриванием и эрозией.

Метаморфизм диоритов

Как сказано выше, благодаря боковому давлению диорит приобрел сланцеватость с направлением кливажей N—S, падение на E крутое. Сланцеватость эта менее заметна на глубоких горизонтах, сильнее — на выветрившихся поверхностях¹. Ориентированное положение, принимаемое составляющими минералами, сопровождалось перекристаллизацией их по правилу Rieske: растворение в направлении давления и нарастание параллельно давлению, причем получается бластоупорная структура, что прекрасно наблюдается на кристаллах актинолита. Они имеют вид свежих луковично-зеленых игольчатых кристаллов с хорошо развитой призматической зоной (гексагональные поперечные сечения — комбинация вертикальной призмы и сильно развитого 2-го пинакоида), причем рост кристалла происходил совершенно независимо от прилегающих минералов: иголки актинолита росли в определенном направлении, захватывая по пути встречающиеся минералы. Повидимому, первоначальным минералом был не актинолит, а обыкновенная роговая обманка, которая при перекристаллизации распалась на составляющие ядра, из которых только актинолитовое, как наиболее устойчивое, снова выкристаллизовалось, тогда как Al-содержащее ядро, отдельно не существующее, должно было распасться (уравнение 2). Впоследствии, однако, актинолит подвергается поверхностному метаморфизму (катаморфизму, по V. Hise)², превращаясь в тальк, что под микроскопом обыкновенно замечается на концах призмочек, распадающихся на волокнистые пучки талька. Процесс идет по уравнению (1):



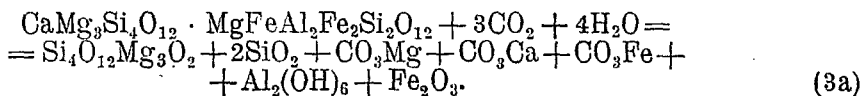
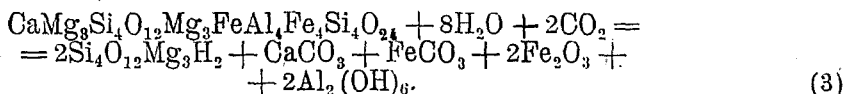
Чаще, однако, в диоритах не актинолит, а обыкновенная зеленая роговая обманка, содержащая, следовательно, кроме актинолитового (или тремолитового) ядра еще и алюминиевый силикат, который, как самостоятельно не существующий, должен распасться по уравнению (2):



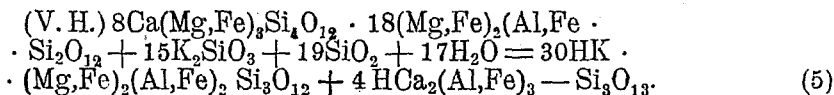
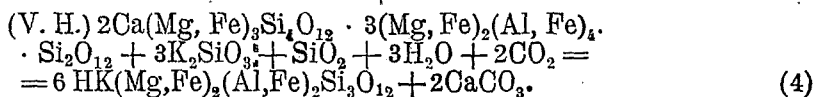
¹ Это явление, т. е. резкое проявление сланцеватости на выветрившихся поверхностях даже плотных массивных пород, отмечено было мною для аплитов и других жильных пород Днепровской площади еще в 1895 и 1898 г. („Гидрогеологическое исследование Верхнеднепровского у. Екат. губ.“ и „Исследование кристаллических сланцев степной полосы юга России“, стр. 159, 216). Позднее на это указывает V. Hise („Treatise on Metamorphism“ p. 525, 1904).

² Уравнения с обозначением (V. H.) взяты из V. Hise, „Treatise on Metamorphism“ адаптированные и Doelter в его „Handbuch d. Mineralchemie“. Химические формулы минералов взяты частью у F. W. Clarke, The Constitution of the Silicate, „Bull. U. S. Geol. Surv.“ № 125, 1895, частью у I. Dana, System of Mineralogie, частью у P. Groth, Tabellari-sche Übersicht d. Mineralien, 3. Aufl.

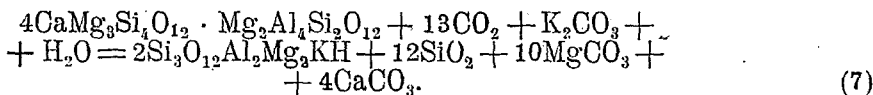
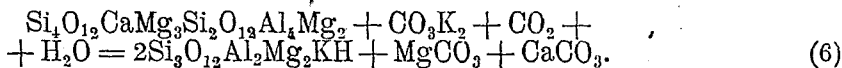
Вполне возможен, однако, более полный переход роговой обманки в тальк, по уравнению (3) или (3a):



Другое видоизменение роговой обманки (тоже нередко наблюдаемое) — в биотит (геср. флогопит). В шлифе это явление видно прекрасно; большую часть изменение зеленой роговой обманки в бурую слюду начинается с периферии, но нередко и из центра. Макроскопически это явление проявляется появлением листочков слюды по трещинам сланцеватости диорита. Листочки этого биотита образуются из роговой обманки без видимого влияния пегматита, не содержат характерных вариолей циркона (с плеохроичным ореолом) и микролитов рутила. Для перехода роговой обманки в биотит V. Hise дает следующие два уравнения, одно с выделением кальцита, другое — эпидота:

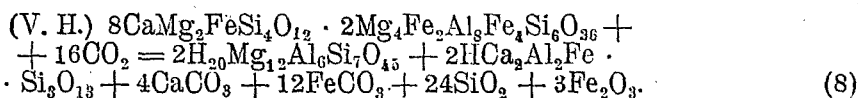


Но эти уравнения выражают ход реакции при условиях анаморфизма. Очень возможно, что эти стерильные слюдяные сланцы и образовались еще на большой глубине, при сравнительно высокой температуре¹, в очень отдаленное время; на этих глубинах и вероятнее существование основных тяжелых роговых обманок. Однако, если взять роговые обманки более кислые, т. е. содержащие одинаковое количество актинолитовых (или тремолитовых) и алюминий содержащих ядер, или даже больше первых, что именно и свойственно диоритам, то уравнения примут вид, вполне допустимый в зоне катаморфизма, а именно:



В последнем уравнении кислота даже выделяется, что совершенно несвойственно глубинному поясу анаморфизма. Необходимый для реакции K (геср. SiO_2) заимствуется из гранитной области.

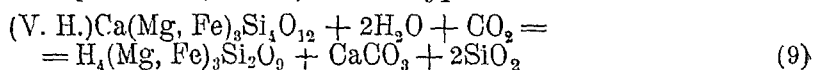
Третье изменение, которому подвергаются роговые обманки диоритов, — это переход их, обычно только частичный, в хлорит. Редко это ведет к полному послойному изменению в хлоритовый сланец. Ход реакции уясняется уравнением:



¹ P. Niggli. Die Leichtflüchtigen Bestandteilen im Magma. S. 166, 1920; „Doelter Handbuch d. Mineralchemie“, II, 2, S. 729.

Побочным продуктом здесь является, между прочим, эпидот, который образуется иногда зернистые скопления на краях минерала, но далеко этот процесс эпидотизации не идет, и полностью минерал никогда не замещается эпидотом (в рассматриваемой области).

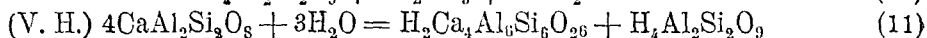
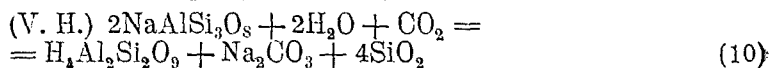
Наконец, нужно еще упомянуть о возможности перехода роговой обманки в серпентин¹. Говорю о возможности только, а не о действительности, так как те образцы серпентина, которые приходилось находить в изумрудном районе, всегда, несомненно, происходили из оливиновых пород, в дунит, например, встречен разведкой на Сретенском прииске. Для перехода актинолита в серпентин (бастит) дается уравнение:



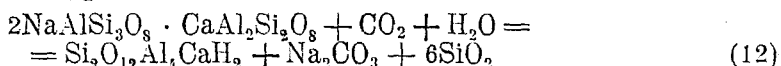
Для обыкновенной роговой обманки нужно еще принять во внимание уравнение (2).

Плагноклаз диоритов под влиянием поверхностного метаморфизма изменяется в каолин и эпидот. Начальные процессы универсальны, но нередко и полное или почти полное замещение плагноклаза зернистым эпидотом или каолином.

Уравнения (10) и (11) иллюстрируют эти процессы:



Из плагноклаза же, вероятно, может образоваться встречающийся иногда маргарит, согласно уравнению:



Наконец, кварц диоритов, как указано выше, сильно варьирует в количественном отношении, заставляя предполагать возможность его позднейшего выщелачивания, частью и образования вновь, при указанных процессах метаморфизма роговых обманок и полевых шпатов. Возможна, конечно, и начальная дифференциация диоритовой магмы на более кислую и более основную. Иногда количество кварца достигает 20% породы, иногда он почти совершенно отсутствует, и порода имеет характер амфиболита.

Вопрос о растворимости кварца, миграции и осаждении кремнекислоты разобран мною с достаточной подробностью в моей работе „Железистые роговики и джеспилиты“ (1926 г., стр. 15—28), а потому здесь² я делаю

¹ На переход роговой обманки в серпентин указал, повидимому, первый, Lemberg (Arch. f. Naturk. Livlands etc. I, V, S. 378, 1868), затем Drache (Min. Mitth., 1871); Weigand, Gumbel, Kolkowsky и др.

² C. R. V. Hise. Treatise on Metamorphism. „U. S. Geol. Surv.“, Mon. 47, p. 516, 540 и др., 1904.

C. R. V. Hise. C. K. Leith and W. J. Mead. „Geology of the Lake Superior Region.“ „U. S. Geol. Surv.“, Mon. 52, p. 538, 1911.

F. W. Clarke. Data of Geochemistry „U. S. Geol. Surv.“, p. 478, 1924.

F. F. Grout and T. M. Broderick. The Magnetite Deposits of the Eastern Mesabi Range. „Minn. Geol. Surv.“, Bull. 17, p. 27—28, 40, 1919.

John W. Gruner. The Origin of Sedimentary Iron Formation, the Biwabik Formation of the Mesabi Range. „Econ. Geol.“, XVII, p. 435, Sept. 1922.

T. S. Lovering. The Leaching of Iron Protores Solution and Precipitation of Silica in Cold Waters. „Econ. Geol.“, XVIII, p. 530, 533, Sept. 1923.

L. Howard Henkel. The Solution of the Protores of Iron in Carbonated Waters, and their Effect on the Formation of Laterites and Replacement Deposits of Iron. Unpublished Senior Thesis of Minnesota, 1923 (цитирую по J. Allison).

J. W. Gruner. „Minn. Geol. Surv.“, Bull. 5—6, 1924.

C. K. Leith. Silification of Erosion Surfaces. „Econ. Geol.“ p. 513, 1925.

J. G. Allison. The Giants Range Battolith of Minnesota. „Journ. of Geol.“, 1925.

J. G. Allison. Enrichment of the Mesabi Iron Ores. „Econ. Geol.“, № 7, p. 693, 1925.

J. W. Gruner. „Econ. Geol.“ I, p. 97, 1926.

только указание на важнейшую литературу, обращая притом особое внимание на существование (опытные работы американских ученых) специальных растворителей кварца — главным образом, магнезиальных солей, недостатка которых в рассматриваемой области распространения магнезиальных силикатов, конечно, не может быть. Разительным же примером выщелачивания кварца из еврейского камня, при интактности полевого шпата, служит описанный А. П. Карпинским случай, наблюдавшийся в 70-х годах около д. Мурзинки на Урале. Раньше подобный случай описан Högbon¹.

СЛЮДЯНЫЕ СЛАНЦЫ

Слюдяные сланцы имеют здесь двойное происхождение: одни из них произошли путем поверхностного метаморфизма диоритов-амфиболитов — это стерильные слюдяные сланцы; другие произошли тоже из диоритов-амфиболитов, но в зависимости от нижеописанных процессов десиликации пегматитов, — это продуктивные слюдяные сланцы; они являются носителями цирконов (главным образом, в виде микролитов, окруженных плеохроичными ореолами, имеющих вид вариоль в бурых пластинках слюды), рутила (тоже, главным образом, микролиты в пластинках слюды), флуорита, апатита, берилла, хризоберилла, изумруда, фенакита, турмалина.

Для характеристики химического состава слюдяных сланцев привожу здесь анализы 7 образцов, сделанные в химической лаборатории Геологического комитета (из неизданных материалов геолога В. А. Вознесенского).

	№ 1	№ 2	№ 3	№ 4	№ 5	№ 6	№ 7
SiO ₂	46,80	45,77	43,58	43,53	41,93	41,73	44,81
TiO ₂	0,23	Нет	0,56	0,40	0,35	0,42	0,60
Al ₂ O ₃	28,88	10,39	13,77	12,20	14,10	14,33	10,62
Cr ₂ O ₃		0,11		0,06	0,12		
Fe ₂ O ₃	0,89	1,22	1,52	2,37	0,79	0,48	2,14
FeO	2,01	4,61	4,85	7,69	8,30	8,02	9,60
MnO	0,07	0,74	0,33	0,15	0,18	0,24	
CaO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет		2,48
MgO	4,83	23,74	22,11	20,32	19,23	19,36	20,85
K ₂ O	9,48	9,84	8,72	9,26	9,47	9,66	4,37
Na ₂ O+Li ₂ O	1,58	0,96	0,73	0,73	0,29	0,31	0,32
	0,55		0,08		0,71	0,53	
F	2,32	1,33	1,73	0,86	3,43	4,24	
Гигр. H ₂ O	0,10	0,06	0,21	0,13		0,08	0,37
Пот. при прок.	3,03	1,74	2,77	2,90	2,66	1,18	3,30

№ 1 — серебристо-белый слюдяной сланец из Татарского разреза Марининского прииска;

№ 2 — биотитовый сланец из разреза Скутина Марининского прииска;

№ 3 — черно-серый биотитовый сланец, оттуда же;

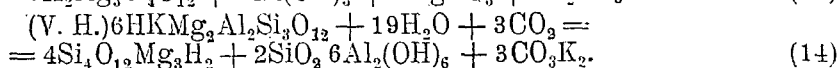
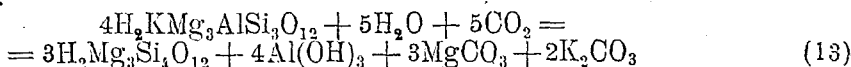
№ 4 — биотитовый сланец из шахты Булгачева Сретенского прииска;

№ 5 — биотитовый сланец из шахты Пика, Красноболотского прииска;

№ 6 — биотитовый сланец из разреза Скутина Марининского прииска;

№ 7 — актинолитово-слюдяной сланец из Красноболотского прииска.

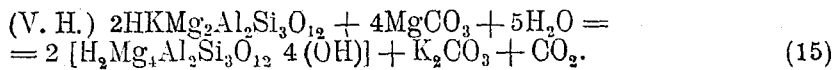
Слюда слюдяных сланцев под влиянием поверхностного метаморфизма большую часть непосредственно переходит в тальк, что иллюстрируется уравнениями:



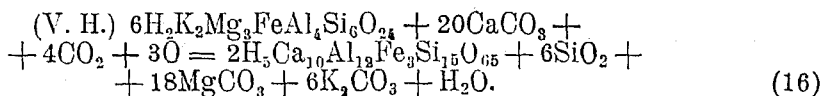
Но иногда в слюдах замечается другого рода явление: они мутнеют и большею частью с периферии, реже из центра пластинок, превращаются в чешуйчатое хлоритовое вещество. Такой сильно хлоритизированный

¹ А. П. Карпинский. „Зап. Мин. общ.“, XXXIX, проток. № 18, 1901.
Högbon. „Bull. of the Geol. Inst. of Upsala“, III, p. 435, 1897.

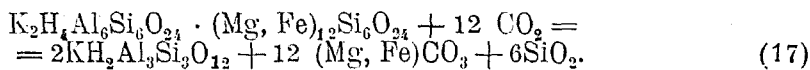
и одновременно отщепленный слюдяной сланец образует целые прослои в продуктивном слюдяном сланце шахты Купилина Счетенского прииска. Реакция выражается уравнением:



Частичное изменение биотита в эпидот наблюдается еще чаще, но процесс этот никогда не идет до конца, т. е. никогда не образуется эпидотовых сланцев или эпидозита. Ход реакции показан уравнением:



Наконец, биотит часто теряет свою бурую окраску, обесцвечивается и имеет вид мусковита. Исходя из предположения Чермака о составе биотита из мусковитового и оливинового (полимер оливина) ядер, можно изобразить этот процесс уравнением:



Хотя срастание биотита с мусковитом указывается нередко в литературе, однако, надежных указаний на действительный переход биотита в мусковит не существует, и лучшие руководства по петрографии (Циркель, Розенбум, Делтер, Вангейз, Озани и др.) не указывают на такой процесс, поэтому эти белые слюды подлежат еще исследованию. Образец прекрасной жемчужно-серой слюды, почти белой, из шахты Махеева Люблинского прииска оказался в действительности почти одноосным, следовательно, на самом деле не относится к мусковиту, у которого всегда большой угол между оптическими осями.

ЭКЛЕКТИВНЫЙ ИЛИ ИЗБИРАТЕЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Из всего предыдущего видно, что одни и те же минералы могут под влиянием поверхностного метаморфизма давать различные дериваты, — например, роговые обманки изменяются в слюду (уравнения 6 и 7), тальк (уравнения 1, 3, 3а), хлорит (уравнение 8), серпентин (уравнение 9); слюды — в тальк (уравнения 13 и 14), хлорит (уравнение 15), эпидот (уравнение 16), но при известных постоянных условиях каждый минерал как бы избирает одно направление метаморфизма; другие изменения, если и происходят, то только как побочные процессы. Это явление я отметил еще в 1898 г. („Исследование кристаллических сланцев степной полосы юга России“) термином „избирательный“ или „эклективный метаморфизм“ (εκλεγω — избираю, выбираю). Здесь в изумрудном районе это явление сказывается чрезвычайно отчетливо, так как и роговые обманки и слюды выходящих на дневную поверхность пород неизменно превращаются в тальк: достаточно в любом месте района сделать ничтожное углубление, чтобы встретить тальк, конечно, сначала загрязненный органическими остатками, детритусом других минералов горных пород, водною окисью железа и т. д., и только при значительном углублении встречаем головы коренных горных пород — диоритов, слюдяных сланцев, как бы потонувших в продукте своего видоизменения — в тальке. Таким образом, господствующим метаморфизмом здесь является оталькование горных пород. Тальк является одним из конечных продуктов изменения силикатов и дальнейшему изменению не подлежит. Как и слюда, тальк имеет здесь и другое происхождение, в связи с десиликацией пегматитов, как подробно изложено будет далее.

Для характеристики химического состава тальковых сланцев привожу анализ (химическая лаборатория Геологического комитета) одного образца из рудника Скутина Марининского прииска: 58,63% SiO_2 , TiO_2 — следы; 2,03% Al_2O_3 , 0,69% Fe_2O_3 , 5,49% FeO , 0,10% MnO , 27,64% MgO , CaO — нет, 0,87% K_2O , 0,29% Na_2O , Cr_2O_3 — нет, 0,11% NiO , 0,06% H_2O , потери при прокаливании — 4,49%.

Процесс хлоритизации породообразующих минералов (главным образом, роговых обманок и слюд) играет в уральском изумрудном районе чрезвычайно подчиненную роль, тогда как в других местах (как изложено будет далее), особенно в Северной Америке, этот процесс играет преобладающую роль: хлорит встречается даже в тех местах, где на Урале и в Африке образовались слюды. В изумрудном районе Урала хлоритизация не заменяет процессов образования слюд и талька, но иногда только, местами, да и то редко, сопровождает их, так что образуются, например, слюдяные или тальковые сланцы с примесью хлорита. Привожу два анализа таких смешанных сланцев:

	№ 1	№ 2
SiO_2	55,01	41,57
TiO_2	0,43	0,38
Al_2O_3	8,94	14,90
Fe_2O_3	1,08	0,18
FeO	6,41	8,83
MnO	0,29	0,63
MgO	16,96	19,78
CaO	Нет	Нет
Na_2O	0,47	0,57
K_2O	7,45	9,73
H_2O	0,06	0,14
Пот. при прок.	3,10	2,20
F	0,17	1,60
Cr_2O_3		0,26

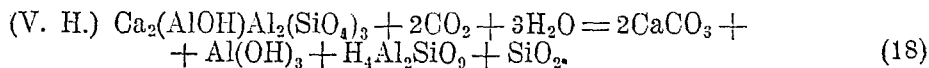
№ 1 — хлоритово-слюдяной сланец, с кварцем, из Красноболотного рудника;

№ 2 — тальково-хлоритовый сланец, из шахты Булгачева Сретенского прииска.

Хлорит тоже принадлежит к числу конечных стадий метаморфизма силикатов и может только распадаться на лимонит, карбонаты и кварц (Rosenbusch, V. Hise).

Серпентин, если и образуется местами или из роговой обманки, или из биотита (V. Hise, op. cit., p. 340) или из дунита, как указано выше, то дальнейшему метаморфизму не подлежит, а может только распадаться на бруцит, магнезит, опал.

Цоизит и эпидот, образующиеся при переходе роговой обманки в биотит (уравнение 5) и хлорит (уравнение 8) и плагиоклаза в каолин (уравнение 11), принадлежат тоже к весьма устойчивым силикатам и могут подлежать распаду на кальцит, кварц, окись железа, каолин и, может быть, гидраргиллит, по уравнению:



По мнению Морозевича¹, при разложении эпидота могут образоваться: окись железа, кремнекислота, карбонаты, слюда и тальк. Но все эти изменения, если не гадательны, то, во всяком случае, очень редки.

Каолин, образующийся из полевых шпатов (уравнения 10 и 11), принадлежит к конечным продуктам метаморфизма силикатов, очень устойчив, и дальнейшие видоизменения его неизвестны. Хотя он и не растворим в воде, но в чрезвычайно раздробленном, почти коллоидальном виде, не-

¹ Morozewicz, „Tsch. Min. Mitt.“, B. 23, S. 113, 1904.

медленно, медленно, но постоянно уносится водой из породы, чем и объясняется исчезновение его из горных пород (как продукта полного разложения полевых шпатов), например, из кварцево-авгитового диорита с р. Токовой, кварцевого диорита из разреза Кокушкина Сретенского прииска и т. д. В таком суспендированном состоянии каолин выносится реками и находится даже в глубоководных океанах¹.

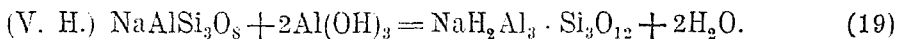
Кремнекислота, выделяющаяся при процессах, иллюстрируемых уравнениями (1, 2, 7, 8, 9, 10, 12, 13, 14, 16, 17, 18), может оставаться на месте образования в виде зернышек кварца или, как указано выше, выноситься такими растворителями, как например углекислый магний, освобождающийся при реакциях, иллюстрируемых уравнениями (2, 6, 7, 13, 16, 18), и отлагаться в пустотах и трещинах пород.

Углекислые соли Ca, Mg, Fe, выделяющиеся при различных реакциях (уравнения 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 13, 16, 18), частью выкристаллизуются в тальке, где местами образуют значительные скопления, давая вместе с принесенным ими кремнеземом слои лиственита. Частью они входят в реакцию (уравнения 15, 16) при образовании хлорита и эпидота из биотита. Углекислая закись железа в конце концов окисляется, гидратируется и дает лимонит, окрашивающий породу в бурый цвет. Двууглекислые Ca и Mg, кроме того, конечно, могут уноситься по трещинам очень далеко и глубоко. Само собою разумеется, что часть магния может, оставаясь при тех же уравнениях, выделяться в виде брусита $Mg(OH)_2$.

Окись железа, выделяющаяся по уравнениям (1, 2, 7), конечно, в конце концов также гидратируется и образует различного рода ямки, желваки, конкреции, главным образом, в тальковом сланце.

Легко растворимые углекислые щелочи, освобождаемые по уравнениям (10, 12, 13, 14, 15, 16), частью опять входят в реакцию (уравнения 6, 7), частью уносятся текучими водами, в которых их всегда можно открыть.

Водная окись алюминия, освобождающаяся по уравнениям (2, 3, 6, 14, 18), может вступать в реакцию с альбитом плагиоклаза диоритов и пегматитов, давая парагонит, который действительно иногда и встречается, например, в северном разрезе Троицкого прииска, на сильно отальцованном сланцеватом диорите. Реакция происходит по уравнению:



В более глубоких горизонтах земной коры водная окись алюминия может давать (при повышенных давлении и температуре) непосредственно диаспор и корунд; вступая в реакцию с $MgCO_3$, шпинель, с кремнекислотой, — тизанит, мусковит, маргарит и цоизит. В зоне выветривания поэтому эти минералы, повидимому, и не были находимы (кроме маргарита). Гидрат окиси алюминия может, вероятно, также выделяться в виде боксита, частью остающегося на месте, частью выноситься текучими водами (V. Hise, op. cit., p. 985, 1037).

После рассмотрения всей совокупности метаморфических процессов составных частей диорита и их дериватов становится понятным, почему эта порода „потонула“ в разбедующем ее тальке: тальк есть единственный массовый продукт ее метаморфизма, происходящего притом под влиянием действующих сверху агентов — воды и растворенных в ней углекислоты, кислорода, щелочей и щелочных земель. Остальные устойчивые продукты, как например кварц, эпидот, каолин, хлорит, по своему количеству не играют существенной роли и могут встречаться в тальковом сланце, тальковой земле как примеси.

Глинистые сланцы

Некоторую роль в сложении сланцев изумрудного района на Урале играют глинистые сланцы, на которые не обращалось достаточно внима-

¹ J. Murray. Deep Sea Deposits, p.p. 286—287, 1891. J. Murray and B. Irvine. Proceed. of the R. Soc. of Edinb., XVIII, 229, 1892.

очень мало обогащены разведочными работами. Никак едва ли заметны, частью же потому, что они с другими горными породами. Так, например, в районе Каковина в 1881 г. писал¹, что в слюдяному слою в себе белую „путеводительную“ глину или полевошпатовую, т. е. остатки десилицированного пегматита, как увидим далее) с кристалликами изумрудов, прилегает с той и другой стороны (т. е. с Е и W) листоватый тальк белого цвета, который в свою очередь „сжимается“ глинистым сланцем, иногда переходящим в довольно крепкий шифер. Эти сланцевые полосы заключаются кремнистыми и кварцевыми массами... Как замечено, что по всему испытанному протяжению увала — сланцевые породы есть господствующие и в особенности шиферные“. Так как глинистые сланцы, во всяком случае, не играют господствующей роли и не „сжимают“ свиты слюдяных и тальковых и так как Каковин вовсе не упоминает имеющих большое распространение сланцеватых диоритов-амфиболитов и гранитов, то невольно является предположение, что за шифер Каковин принял и другие породы, именно сланцеватые диориты-амфиболиты. Следующий исследователь, И. И. Вейц², различает (1842), кроме слюдяных сланцев с пегматитом (иногда с изумрудами) и тальком, также и диорит (которому придает значение первенствующей горной породы, из которой произошел тальк, или наоборот) и гранит, но глинистого сланца не упоминает. Не упоминает их и Гревинг (1854)³. Наконец, Миклашевский (1862)⁴ определенно указывает, что глинистый сланец составляет западную границу свиты — слюдяной сланец — тальк, т. е. залегает между гранитом и тальковым сланцем; на карте у него и показаны небольшие толщи глинистого сланца к W от свиты на Троицком, Люблинском и Сретенском приисках, а равно и на SW от Островного и Красноболотного приисков, между изумрудной свитой и гранитом (resp. диоритом). По его описанию, этот глинистый сланец „тощ наощупь и состоит, повидимому, из светлоголубой глины и мелких листочков слюды с весьма ничтожным количеством кварца“, т. е. он совершенно непохож на „крепкий шифер“ Каковина (см. выше). К востоку же от изумрудной свиты, за поясом диорита и хлоритового сланца, уже в золотоносном районе, Миклашевский помещает довольно мощные толщи глинистого сланца, плотного „от большого количества кварца, в нем заключающегося, так что порода составляет во многих местах переход в кварцит“, причем Миклашевский определенно указывает, что этот глинистый сланец не имеет ничего общего (кроме общего названия) в своих „литологических признаках“ с глинистыми сланцами западной окраины изумрудной свиты.

Глинистый сланец я находил в отвалах восточной канавы (№ 1) Мариинского прииска, среди диоритов восточного барьера (Миклашевского); ни мощности его, ни ближайшего отношения к диоритам, однако, нельзя было выяснить.

Такой же глинистый сланец пройден наклонной буровой скв. № 3. Так как ось буровой скважины оставалась все время параллельной сланцеватости шифера, а первоначальную слоистость его нельзя определить, то и мощность его и стратиграфическое отношение к сланцевой изумрудноносной свите совершенно неясны. По своим наружным признакам этот сланец подходит к описанию Каковина и сланцу к Е от диоритового барьера Миклашевского, но резко отличается от сланца, замыкающего, по мнению Миклашевского, изумрудную свиту с W: это совершенно другая порода. Глинистый сланец этот (из буровой № 3) темностально-серого цвета, очень тверд, с трудом поддается ударам молотка: сланцеватость хотя

¹ „Мат. для изуч. ест. произв. сил России“ № 46, стр. 9, 1923.

² „Мат. для изуч. произв. сил России“ № 46, стр. 20—21, 1923.

³ C. Grewing k. Die Smaragdgruben des Ural und ihre Umgebung. S.-Petersb. 1854.

⁴ Миклашевский. Описание Уральских изумрудных копей и их окрестностей. „Горн. журн.“, ч. III, стр. 22, 1862.

выражена ясно, но откол по ней тоже произв. глазом. различаются на плоскостях кливажа крист. ные иголки актинолита и в небольших количествах. Под микроскопом в разрезе, параллельном кливажу, по. из очень мелких изометрических зерен кварца, сильно затемненных к. углеродистой пылью, так и зернышками пирита, частью окисленных в окисл. железа; чешуйки биотита, частью серицита — в небольшом количестве; иголки рутила, нередко в колеччатых двойниках. Длинные иголки актинолита, часто перебитые поперечными трещинами, проходят совершенно независимо от других минералов, заключают их в себе, т. е. представляют собою новообразование; конечных плоскостей не наблюдается, но на поперечных сечениях имеем гексагональные очертания благодаря комбинации вертикальной призмы и 2-го пинакоида, сильно развитого, отчего кристаллы сплющены; двугранные углы часто нерезко выражены, как бы округлены, и тогда поперечный разрез имеет веретенообразную форму. На шлифах, перпендикулярных к сланцеватости, обнаруживается, что кварц имеет форму табличек или пластинок, строго параллельных друг другу: актинолит и большие зерна пирита располагаются обыкновенно по щелевидно раздвинутым плоскостям откола.

Привожу химические анализы четырех образцов этих сланцев из буровой № 3 Маринского приска с различных глубин: № 1 — с 12, № 2 — с 26,5, № 3 — с 29,5 и № 4 — с 61 м.

	№ 1	№ 2	№ 3	№ 4
SiO ₂	72,89	71,23	70,23	74,05
TiO ₂	0,32	0,59	0,48	0,40
Al ₂ O ₃	10,58	5,75	11,05	8,67
Cr ₂ O ₃	Нет	Нет	Следы	Следы
Fe ₂ O ₃	0,81	7,48	1,13	0,73
FeO	3,26	2,70	3,12	4,28
NiO	0,06		Следы	
MnO	0,06	0,06	0,06	0,15
CaO	2,57	2,19	3,95	4,24
MgO	2,49	2,90	3,08	1,73
K ₂ O	1,18	1,82	0,94	1,30
Na ₂ O	2,58	2,58	3,14	0,90
S	0,89		1,20	
H ₂ O конст.	0,77		0,54	
H ₂ O гигр.	0,25	0,14	0,27	0,10
Пот. при прок.		2,48		3,08
C	1,70		0,70	

Стратиграфические отношения глинистых сланцев к свите изумрудных совершенно неясны; возможно, однако, что они представляли собою кровлю диоритовой магмы, в которую опустились некоторые глыбы ее, как это наблюдается в батолитах.

Дуниты и серпентины

Во всей геологической литературе, касающейся изумрудного района на Урале, нет указаний на нахождение оливиновых пород. Я встретил обнажение довольно свежего дунита, вскрытого старательскими работами в самом старом (Сретенском) прииске, где и начаты были разведки Каковинным в 1831 г. Порода плотная, совершенно массивная, нерассланцованная, почти черного цвета состоит почти исключительно из зерен оливины, местами только серпентинизованная, с небольшим количеством зерен магнетита, может быть, и хромита. Аналитик Карпов (в ЦНИГРИ) не нашел в породе Cr, но Ю. Мархилевич определила содержание Cr в выделенных зернах руды паяльной трубкой, а Н. Дряхлов находил по том в отвалах большие желваки хромита из дунита.

Очевидно, распределение Cr в породе, как это часто бывает, чрезвычайно неравномерно. Содержание SiO_2 в породе — 40,20%. Насколько можно определить, порода жилой врезается в изумрудную свиту с Е на W. В отвалах и канавах севернее лежащих приисков (а равно и в Хитном и Красноболотном) — Люблинском и Троицком — ни дунита, ни серпентина не обнаружено, не обнаружена эта порода и наклонными буровыми скв. №№ 1 и 2, прошедшими всю свиту на Троицком прииске. Однако, на Мариинском прииске (крайнем северном), в глубоком карьере Emerald Co. найден серпентин, а равно обнаружен он и наклонною буровою скв. № 3 (на Мариинском прииске). Привожу химический анализ двух образцов серпентина из скв. № 3 Мариинского прииска: № 1 — с глубины 146,34 м, № 2 — 152,5 м.

	№ 1	№ 2
SiO_2	51,53	45,37
TiO_2	Следы	Следы
Al_2O_3	1,19	0,46
Cr_2O_3	0,33	0,53
Fe_2O_3	Нет	Нет
FeO	6,82	9,72
NiO	0,19	0,10
CaO	7,38	1,62
MgO	26,68	30,76
K_2O }	0,18	Следы
Na_2O }		
S	0,71	1,07
H_2O гигр.	0,23	0,27
Пот. при прок.	4,20	9,48

Пегматиты

Пегматиты свиты изумрудных сланцев Урала принадлежат двум различным типам, различным и по времени своего образования и по своему минералогическому составу.

Тип I. Обыкновенные гранитовые пегматиты, по моей генетической классификации (см. стр. 34) — монофазные жидкомагматические (по классификации Niggli, — тип 1), являющиеся более или менее мощными жилами, секущими всю свиту вкрест простирания ее. Они состоят, главным образом, из кварца, К-полевого шпата и биотита и на прилегающие породы существенного метаморфизирующего влияния не имели.

Тип II. Сильно видоизмененные, вторгшиеся в рассматриваемые диориты по плоскостям отдельности (сланцеватости), имеющие характер комплексных жил: одна или две более или менее мощные (параллельные друг другу) жилы сопровождаются несколькими менее мощными (тоже параллельными главным), иногда в 2,5 см и менее мощности. Жилы эти часто не ограничены параллельными плоскостями, а вследствие периодических сжатий (пережимов) и вздутий имеют вид соединенных по длинной оси линз. Их особо измененное метаморфическое состояние настолько бросается в глаза, что первый исследователь (не геолог) Каковин (1831 г.) называет эти белые линзы либо полевошпатовыми, либо состоящими из белой глины с содержанием иногда изумруда; они же служат путеводною нитью при поисках изумрудов, как совершенно правильно отметил Каковин. Если, исходя из центральных частей более мощных жил, проследить изменение их по направлению к периферии или сравнить их с составом более мелких жил, то легко обнаружить, что изменение этих пегматитов идет в направлении потери кварца и К-полевого шпата и превращения породы в кислый плагиоклазит (олигоклазит). Как пример такого измененного (но еще не за-

конченного) пегматита привожу химический анализ образца из буровой скв. № 3 Мариинского прииска с глубины 85,30 м.

SiO ₂	57,27
TiO ₂	Нет
Al ₂ O ₃	22,74
Cr ₂ O ₃	Следы
Fe ₂ O ₃	1,23
FeO	0,48
MnO	0,03
CaO	3,49
MgO	2,01
K ₂ O	2,19
Na ₂ O	6,26
F	2,15
Пот. при прок.	2,82
H ₂ O гигр.	0,86
	101,53
	O=F ₂ —0,90
	100,63

Если примем за норму для пегматитов согласно E. Larsen (A. Hydrothermal Origin of Corundum and Albitite Bodies. „Econ. Geol.“, 4, 1928) 75% SiO₂; 14% Al₂O₃; 3% Na₂O; 8% K₂O, то увидим, что в данном пегматите сильно уменьшено содержание SiO₂ и K₂O и увеличено содержание Al₂O₃ и Na₂O. Под микроскопом наблюдается более или менее равномерно и слабо поляризующее полевошпатовое поле, в котором уже нельзя заметить двойниковых полосок. По всему полю разбросаны чешуйки серицита и биотита (реже) и довольно большое количество крупных зерен флюорита. Если перечислить в приведенном анализе весь F на флюорит, остаток Ca на анортит, Na на альбит, Mg на биотит, K на московит, то получим 53% альбита, 20% московита, 7,25% биотита, 4,5% флюорита, 1,60% анортита, и на кварц останется 7%. Кроме того, останется около 2,56% Al₂O₃ и 1,25% Fe₂O₃. Этот процесс метаморфизма пегматитов сущность которого характеризуется, главным образом, потерей SiO₂, носит название десиликации, на которой мы здесь и остановимся.

Глава II

Десиликация пегматитов¹

Пегматиты в большинстве случаев не дают контактовых явлений, позволяющих заключить о химическом воздействии расплавленной их магмы на прилегающие горные породы, хотя бы это были ультраосновные породы или даже известняки, отчего, вероятно, им и приписывалось гидатогенное происхождение в Германии, Франции, С. Америке, Скандинавии, и только в 1883 г. W. Brögger выступил с критикой гидатогенного их происхождения в высшей школе в Стокгольме, а в 1890 г. в своем большом труде „Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der Südnorvegischen Augit und Nephelinsyenite“ немало места уделяет доказательству пирогенного (инъекционного) происхождения пегматитов, каковое только с этого времени и можно считать установленным.

Но в 1919 г. A. Du-Toit, за ним в 1921 г. A. Hall, в 1921 г. S. Gordon, в 1923 г. Saxen и т. д. высказывают мнение, что жильные горные породы, встречающиеся в основных и ультраосновных породах Ю. Африки, С. Америки, Финляндии, носящие название альбититов, плюмазитов (кислый

¹ Более обстоятельное изложение этого процесса см.: П. Пятницкий, К вопросу об образовании изумрудов, „Тр. ГГРУ“, вып. 75, стр. 9; 1932; там же приведена и кратко изложена вся соответствующая литература, главным образом, ю.-африканская и с.-американская.

плагноклаз с корундом), марундитов (корунд + маргарит), представляют собою остатки нормальных гранитовых пегматитов, истративших (еще до остывания) свой SiO_2 (кварц) и ортоклаз, а иногда (частью или полностью) и плагноклаз на реакцию с прилегающей основной горной породой — перевод ее в биотит и тальк, и частью в актинолит (геср. энстатит). Так, А. Du-Toit наблюдал в Ю. Африке (Натале) плюмазитовые жилы в серпентинизированных саксонитах. Непосредственно прилегающий к плюмазиту серпентин превращен в слюдяной (биотит, флогопит) сланец, за которым следует более мощная зона талька, тоже образовавшегося на счет серпентина путем воздействия той же пегматитовой жилы. В 1920 г. А. Hall описывает плюмазитовые и марундитовые жилы С. и В. Трансвааля в серпентинизированных ультраосновных породах (пироксенитах, горнблендитах, перидотитах), которые, как и в Натале, одеты сначала слюдяной (биотит, флогопит, вермикулит), а затем тальковой оболочкой. В 1921 г. S. Gordon приводит свои наблюдения о нахождении альбититов (и плюмазитов) в Пенсильвании и Мериленде. В типичных случаях по обе стороны альбитита не две, как в Африке, а три зоны, образовавшиеся реакцией пегматитов на серпентинизированные перидотиты: вермикулитовая (образовавшаяся из биотита или флогопита), актинолитовая и тальковая. Все эти (и последующие) авторы указывают на то, что составные части начальных пегматитов пошли (Si, K, частью Ca, F) на образование из основной породы указанных зон (биотит, бисиликат, тальк), но никто из них не останавливается на вопросе, как себе представить самый процесс образования зон. На вопрос S. Gordon¹ по этому поводу N. Bowen² писал: „The change of Serpentine into Biotite as observed by Gordon of the borders of granitic pegmatites is precisely the action to be expected“, так как по гипотезе Bowen пегматит должен быть здесь пересыщен оливином, пироксеном и амфиболом и насыщен биотитом, а потому минералы, более основные, чем биотит, должны переходить без плавления в биотит. Допуская даже, что серпентин (как минерал вторичный, он не имеется в реакционных сериях N. Bowen) всегда основнее биотита и что указанным способом замещения (без плавления) действительно могла образоваться тонкая биотитовая кайма, плотно облегающая пегматит, невольно является вопрос: как же затем образовалась тальковая (как минерал непиrogenный тальк непосредственно из расплава выделиться не мог) зона из серпентина? Пегматитовая магма, отделившая себя от серпентина биотитовой оболочкой, непосредственного доступа к нему уже не имела и могла проникать только по трещинам, метаморфизуя их бока.

Мне кажется, что мы будем ближе к истине, если допустим здесь не жидкомагматическую, не аqueo-igneous состояние, а более или менее чистую пневматолитическую фазу пегматитообразования, как это принято в моей первой³ статье об изумрудоносном уральском районе: только горячие газы⁴ под большим давлением и при содействующем некотором разрыхлении пород могут пропитать всю толщу их на известную глубину, вступая при этом в соответствующие химические реакции, а именно:

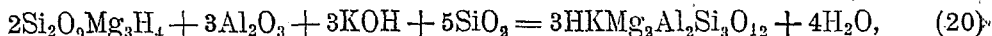
¹ S. Gordon. Desilicated Granitic Pegmatites: „Proceed. Acad. Nat. Sc. Philadelphia“, v. LXXXIII, p. 1, 1921.

² N. Bowen. The Behaviour of inclusions in igneous Rocks. „Journ. of Geol.“, XXX, 538, 540, 1922.

³ Генетические соотношения горных пород свиты изумрудных сланцев. „Изв. Геол. жом.“ № 3, 1929. Очевидно, E. Larsen (Hydrothermal Origin of Corundum and Albit Bodies. „Econ. Geol.“, 4, p. 416, 1928), как и большинство американских геологов, не признает особой пневматолитической фазы пегматитов, как это признается в Европе (Brögger, Niggli и др.), относил до известной степени пневматолитические явления к гидротермальным, против чего настойчиво возражает и протестует, например, Schneiderhöhn (см., например его рефераты в „N. J. f. Min.“, Ref. II, Allg. Geol., H. 3, 238 и др. (1929).

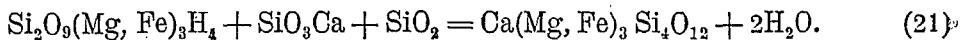
⁴ Th. Dahlblom (The Permeability of Rocks, „Econ. Geol.“, XIX, p. 389, 1924) говорит, что на больших глубинах порода непроницаема для воды, но проницаема для газов.

1. Врываясь в трещину серпентина, они, прежде всего, действуют на стенки ее, по уравнению:

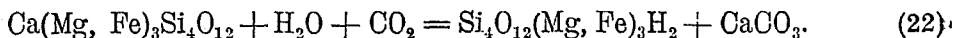


образуя, таким образом, первую и наиболее постоянную зону, поглощающую весь K, F и значительную часть Al. Впоследствии под влиянием катаморфизма биотит может переходить в вермикулит, тальк или хлорит (уравнения 13, 14, 15). Если стенки пегматитовой жилки состояли из диорита-амфиболита (Урал и некоторые места С. Америки), то реакция шла по уравнениям (4 и 5).

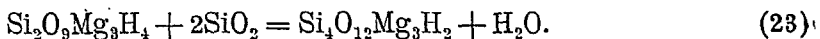
2. Глубже проникали Si (и небольшие количества Al) и Ca и реагировали с серпентином по уравнению:



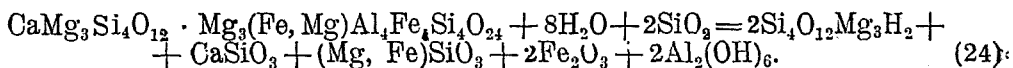
Такого рода метасиликаты содержат часто некоторое количество Al. Зона эта очень непостоянна, она может или вовсе не образоваться или впоследствии под влиянием катаморфизма переходить в тальк (уравнение 22):



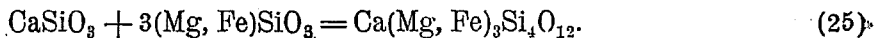
3. Наконец, еще глубже проникает только Si и реагирует уже при значительно пониженной температуре, причем образуется тальк, т. е. третья зона:



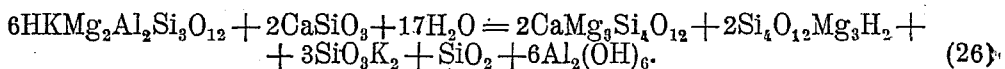
Если стенки пегматита состояли из диорит-амфиболита, реакция идет по уравнению:



Метасиликаты Ca, Mg, Fe дают актинолит (прилежащий к тальку или образующий в нем отдельные участки) по уравнению:



Актинолит образуется местами и в диорите путем распада роговой обманки (см. выше) и в слюдяных сланцах, может быть, одновременно с образованием из диорита талькового сланца:



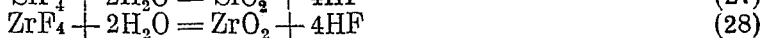
CaSiO_3 , выделяющийся по уравнению (24), полностью не потребляется уравнением (25), а потому может войти в уравнение (26). Встречающиеся иногда в тальковом сланце прослой актинолитово-талькового могут представлять собою тоже резидиум той породы, из которой произошел тальк, т. е. или из биотитового сланца или из сланцеватого диорита, содержащих прослой актинолита до своего превращения в тальк, так как актинолит, повидимому, более устойчив (как наиболее простое ядро из амфиболов) по отношению к выветриванию. Такое же объяснение могут иметь и редко находимые в тальковом сланце бериллы (и изумруды): они заключались первоначально в биотитовом сланце, перешедшем затем в тальковый.

Таким образом, для объяснения образования из прилегавших к пегматиту горных пород (серпентинизированных ультраосновных или диоритов-

амфиболов) двойной или тройной зоны слюдяной сланец-(актинолит)-талык, необходимо принять, что мы здесь имеем дело с монофазным пневматолитическим пегматитом, так как только эти пегматиты и способны давать выше рассмотренные контактовые зоны. Отсюда понятно, почему громадное большинство пегматитовых жил не дает контактовых зон (как указано на стр. 18), в каких бы породах они ни проходили; пегматиты эти не пневматолитические, а жидкомагматические монофазные, или же полифазные.

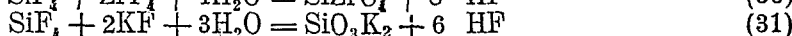
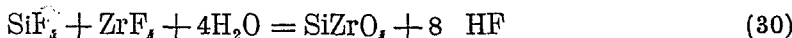
ОБРАЗОВАНИЕ РЕДКИХ МИНЕРАЛОВ В ЗОНЕ СЛЮДЯНЫХ СЛАНЦЕВ

Как указано выше, бериллы и сопутствующие им редкие минералы встречаются на Урале, а также и в Зальцбурге, Африке, Австралии (как увидим далее) почти исключительно в зоне слюдяного сланца. Принимая во внимание вышеизложенную гипотезу образования метаморфических зон (слюда-актинолит-талык) под влиянием пневматолитических пегматитов, образование этих минералов сводится к следующим процессам. Пегматиты эти несли с собою раскаленные газы, главным образом, фтористых соединений — Li, Na, K, Be, Ca, Mg, Al, Si, Zr, Ti, также B, P, Mo, S, Ta, Cr. При понижении температуры близко к 500°¹ они могли вступать в соединение с водою, давая кислородные соединения:



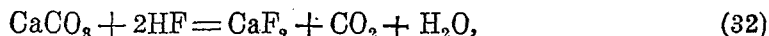
.....
.....

Или же они непосредственно могли вступить в более сложные соединения:



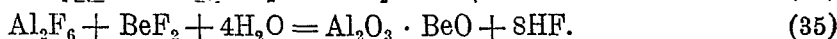
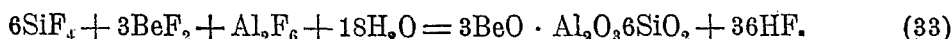
.....
.....

Получавшиеся при этих реакциях SiO_2 и K_2SiO_3 или согласно уравнениям (4 и 5) на перевод прилежащей роговой обманки в биотит; образовавшиеся циркон и рутил отлагались в листочках новообразующейся слюды в виде вышеуказанных микролитов. Выделяющийся по уравнению (4) CaCO_3 реагировал с выделяющимся по уравнениям (27, 28, 29, 30, 31) фтористым водородом, давая флуорит по уравнению:



который обильно пронизывает слюдястый сланец. Флуорит мог еще образоваться при действии F на плагиоклаз диоритов и самих пегматитов, где, как указано было на стр. 18, он встречается довольно обильно.

Образование минералов берилла, фенакита, хризоберилла можно представить себе по типу уравнений (27, 28, 29), т. е. образование сначала из фтористых соединений окислов, а потом уже их взаимодействие, или же как непосредственное образование названных минералов, по типу уравнений (30, 31), т. е.:



¹ P. Niggli. Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. S. 100. 1920.

Кроме того, F и Li входят в состав слюд (см. анализы слюд, стр. 11). Если прибавить сюда апатит (P), турмалин (B, Si, F), MoS₂, танталит (Ta) и изумруд (Cr), то этим и исчерпываются богатства, принесенные продуктивными пегматитами. Сами же эти пегматиты, как указано было выше, потеряв много Si, K, большую часть Ca, часть Al и др., остались без K-полевого шпата и почти без кварца.

Так как температура прилежащих к пегматитовым жилам пород постоянно понижалась по направлению от последних, а указанные реакции происходили только при определенной температуре, то, следовательно, и место кристаллизации было более или менее постоянно только для определенного времени: сначала в значительном отдалении, а потом по мере остывания все ближе и ближе к самим пегматитам. Если при достаточном охлаждении пегматита остался еще в нем неизрасходованный, не вошедший в реакцию материал, то последние следы его и оставались в самом пегматите, что на самом деле и наблюдается, хотя редко, (например, флуорит, берилл, изумруд и пр.). Чем выше была начальная температура газов, тем дальше отодвигался предел достижения необходимой (для образования минералов) температуры, тем мощнее должна быть метоморфическая зона; мощность же слюдяного горизонта обуславливалась, главным образом, количеством содержания K в пегматите; здесь он расходовался без остатка.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ИЗУМРУДОВ

Изумрудом называется берилл, окрашенный в особый интенсивно зеленый цвет, носящий в минералогии название „изумрудно-зеленый“. Окраска зависит от примеси Cr₂O₃, обыкновенно не больше 0,2%. Так как об образовании берилла говорилось выше, то остается только объяснить появление в минерале Cr₂O₃. Объяснения требует нахождение Cr в пегматитах, потому что некоторые минералоги отказываются признать его автохтонным, считая а priori, что хром в пегматитах „не дома“, что он попал сюда „извне“, со стороны. На чем основано такое заключение? Исключительно на том, что Be есть элемент, свойственный кислым породам, главным образом, пегматитам, а Cr — основным, ультраосновным, особенно оливковым. Положение это „в общем“ до известной степени правильно, если обращать внимание на большие количества этих минералов, но неправильно, если оно коснется малых количеств, а для окрашивания берилла (в количестве, оправдывающем эксплуатацию) в изумрудно-зеленый цвет достаточно, чтобы выделяющий его пегматит содержал 0,0001% Cr₂O₃. Хотя отрицать присутствие какого бы то ни было элемента в пегматитах в таком количестве довольно смело, все же я задался целью проанализировать этот вопрос с возможною обстоятельностью, так как, относясь в данном случае только к Be и Cr, он, конечно, имеет отношение к универсальности распространения элементов вообще, в малых количествах: очевидно, в природе нет таких реагентов, которые бы осаждали элемент полностью, — всегда в растворе остается некоторое количество, о существовании которого мы не будем знать, если он не обладает какими-либо резко бросающимися в глаза признаками, как например радий в урановых рудах. Мы считаем, например, очень трудно растворимым в воде BaSO₄, хотя в тонне можно растворить 2 г (0,0002%). Много это или мало? — Смотря по тому, с какой точки зрения оценивать. С коммерческой точки зрения содержание 0,0001% Cr₂O₃ в изумрудоносной породе много, так как оно оправдывает производство; содержание алмаза в Pipes Blue Ground (кимберлит) Трансвааля 0,00001% — много, так как с избытком оправдывает производство, и т. д. В рассматриваемом случае для нас, конечно, важен ответ на вопрос — достаточно ли минимальных количеств хрома, заключающегося в пегматитах автохтонно, для окрашивания некоторого количества бериллов в изумрудно-зеленый цвет? Мы должны ответить утвердительно, конечно, принимая во внимание широкие колебания

количественного содержания элементов в горных породах, а в пегматитах в особенности: как содержание SiO_2 может колебаться в пегматитах от 0 (десилицированные до корунда пегматиты) до 100%, т. е. до чистого кварца, так и содержание Sr_2O_3 может быть сравнительно (с вышеуказанным содержанием) большим, в десилицированных пегматитах, где он и выделяется (как показано будет дальше) в целом ряде Sr содержащих минералов, и чрезвычайно малым, недостаточным для окрашивания даже отдельных минералов пегматита.

Прежде всего, я должен отметить, что такой глубокий исследователь, как Гольдшмит¹, полагает, что Sr почти полностью выделяется из магмы с минералами первого выделения (оливин, магнетит, хромит, ильменит); незначительные остатки его выделяются уже потом в диопсиде, частью других пироксенах, эглогите, биотите и амфиболах; отсюда понятно, говорит Гольдшмит, почему Sr никогда не является существенной составной частью минералов пегматитовых жил. Совершенно ясно, что ученый этот вовсе не отрицает возможности существования автохтонного Sr в пегматитах, — он только говорит о том, что Sr не является существенной составной частью минералов пегматита.

Мнение об отсутствии в пегматитах автохтонного хрома на основаниях, указанных на стр. 22, высказано исследователями драгоценных камней (D. Sterret, A. Ферсман, H. Woodward), присутствие же Sr в пегматитах объясняется ими исключительно вплавлением боковой породы, которая поэтому должна быть Sr содержащей.

Изучая литературу изумрудных месторождений, я обратил внимание на то обстоятельство, что стенки изумрудных пегматитовых жил далеко не всегда состоят из ультраосновных пород, например, в Норвегии — это палеозойские кварцевые сланцы, в С. Америке — часто биотитовые гнейсы, в Ю. Америке — глинисто-известковые сланцы мелового возраста и т. д., которые, как увидим далее, могут содержать только ничтожное количество хрома. Ультраосновные же породы при своем вплавлении в пегматиты вносят с собою до 50% MgO (и FeO), что по гипотезе Bowen должно сопровождаться, прежде всего, выделением биотита, чего на самом деле не наблюдается. Поэтому я решил проследить по существующим в литературе химическим анализам содержание Be и Sr в минералах и горных породах. Подробно результаты моих исследований в этом направлении изложены в моей работе „К вопросу об образовании изумрудов“ („Тр. ГГРУ“, в. 75, 1932), а потому я здесь привожу только перечень тех минералов и горных пород, в которых определены названные элементы, и краткую характеристику их распространения, после чего вывод делается очевидным.

Be, содержащие минералы

Разрядкой напечатаны собственно берилловые минералы, т. е. содержащие несколько процентов BeO ; в химическую формулу их входит Be; остальные, напечатанные обыкновенным прифтом, могут быть названы „берилл содержащими“, так как в них содержится обыкновенно менее 1% BeO , а потому и в химическую формулу их Be не вводится.

АЛЮМИНАТЫ И БОРАТЫ

1. Хризоберилл.
2. Гамбергит.
3. Родизит.

ФОСФАТЫ, ПНОВАТЫ, ТАНТАЛАТЫ

4. Бериллолит.
5. Фергусонит.
6. Монацит.
7. Иттротанталит.
8. Самарскит.
9. Гердерит.
10. Гидрогердерит.

СПЛИКАТЫ

А. Основные силикаты

11. Эвклаз.
12. Гадолинит.
13. Эрдманнит.
14. Бертрандит.
15. Гумит.
16. Гельвин.
17. Даналит.
18. Ортит.

¹ V Goldschmidt. Geoch. Verh. d. Elemente, I, p. 89; II, p. 22, 1923.

В. Ортосиликаты

19. Тримерит. 20. Фенакит.

С. Промежуточные силикаты

21. Мелинофан. 22. Левкофан.

Д. Метасиликаты

23. Берилл (и изумруд). 24. Воробьевит. 25. Гиалотектит.

Е. Полусиликаты

26. Эпидидимит. 27. Эвдидимит. 28. Чевкинит. 29. Стеенstrupин. 30. Гатчетолит. 31. Альвит. 32. Арренит. 33. Битинит.

Ве, содержащие горные породы

Из перечисленных выше 33 Ве содержащих минералов 17 (гамбергит, родизит, бериллонит, иттротанталит, самарскит, эрдманнит, бертрандит, мелинофан, левкофан, воробьевит, эпидидимит, эвдидимит, чевкинит, стеенstrupин, гатчетолит, альвит, битинит) встречаются только в пегматитах, 4 (гумит, даналит, тримерит, гиалотектит) не встречены в пегматитах, и происхождение их неясно; остальные 12 встречаются и в пегматитах и в других горных породах, но связь их с пегматитами большей частью несомненна.

Из других горных пород, в которых спорадически находим Ве содержащие минералы, нужно упомянуть граниты, реже — сиениты, миаскиты, диориты; амфибол содержащий кварцевый порфир, фенакитовый порфир; вероятно (по содержанию ортита), полевошпатовый базальт, амфиболит и (по содержанию гумита с 1,75% ВеО) серпентин; кристаллические сланцы, главным образом, слюдяные, где, однако, связь их с пегматитами несомненна; редко глинистые сланцы и мраморовидные известняки, где связь их с пегматитами тоже очень вероятна.

Во всяком случае, несомненно, что большинство известных Ве содержащих минералов встречается в пегматитах или связано с пневматолитическими и гидротермальными явлениями. Однако, нахождение ВеО в таких универсально распространенных минералах, как ортит, и особенно в серпентине (гумит) и базальте, т. е. в чисто основных породах, заставляет предполагать значительно большее распространение берилловых соединений, чем это известно до настоящего времени.

Ве не обладает какими-либо характерными реакциями (например, цветными), бросающимися в глаза, позволяющими заметить его присутствие при химических анализах; напротив, он осаждается вместе с $Al_2(OH)_6$, по цвету от него неотличим и потому легко может остаться незамеченным, как это и случилось, например, с уральским минералом родизитом, описанным Rose в 1834 г. без указания Ве, равным образом не указано в нем Ве и по анализу M. Damour в 1882 г., и только M. Lascoix после нахождения аналогичного минерала на Мадагаскаре остроумно показал, что и в уральском родизите должен быть ВеО (причисленный Damour к Al), что и оправдалось. Ве искали в пегматитовых минералах, главным образом, в Скандинавии и на Мадагаскаре, и находили. Вообще же, в других минералах и горных породах его и не искали, а потому и нет пока оснований предполагать о весьма ограниченном его распространении.

Содержащие Sr минералы

СЕРНИСТЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

1. Добреелит.

ОКИСЛИ

2. Хромрутил, 3. Ирит, 4. Наждак.

КАРБОНАТЫ

5. Стихтит.

СУЛЬФАТЫ, ХРОМАТЫ, МОЛИБДАТЫ

6. Редингтонит. 7. Ноксвиллит. 8. Тарапакант. 9. Крокоит. 10. Хромит. 11. Иоссаит. 12. Феницит. 13. Вокелит. 14. Хромовый вүльфенит.

ДВОЙНЫЕ СОЛИ

15. Лаксманнит. 16. Березовит. 17. Дитцеит.

ШПИНЕЛИ

18. Шпинель. 19. Пикотит. 20. Хромпикотит. 21. Хромит. 22. Митчеллит. 23. Кризоберилл.

ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ, ВАНАДАТЫ.

24. Варисцит. 25. Кампидит, 26. Купродеклуазит.

СИЛИКАТЫ

А. Основные силикаты

27. Хромовый турмалин. 28. Цоэзит. 29. Тавмазит. 30. Везувиан. 31. Космохлор.

В. Ортосиликаты

32. Оливин. 33. Эйланит. 34. Гроссулар. 35. Пироп. 36. Уваровит. 37. Траутвиннит. 38. Биотит. 39. Фуксит. 40. Люказит. 41. Авалит. 42. Маргарит. 43. Кеммерерит. 44. Родохром. 45. Кочубейт. 46. Серпентин. 47. Тальк. 48. Волконскоит. 49. Хромовая охра (сельвинит). 50. Милошин (сербин, александрит).

С. Метасиликаты

51. Бронзит. 52. Диаллаг и хромдиопсид. 53. Авгит. 54. Омфацит. 55. Гидденит. 56. Жадейт. 57. Антофиллит. 58. Тремолит. 59. Купферит. 60. Нефрит. 61. Смарагдит. 62. Роговая обманка. 63. Эденит. 64. Изумруд.

Распространение Cr, содержащих минералы

Из приведенного перечня Cr, содержащих минералы видно, что первичных (пирогенных) из них сравнительно немного—хромит (не всегда), оливин, некоторые шпинели и гранаты, некоторые пироксены, амфиболы и слюды. Но последние три, особенно два семейства, имеют универсальное распространение среди пирогенных пород, начиная от самых основных до самых кислых. При метаморфизме этих первичных минералов получается целый ряд других Cr содержащих, например серпентин, тальк, кеммерерит, родохром, кочубейт и др. При выветривании часть хрома, не вошедшая в мигрирующие соединения, попадает в осадочные породы. Так как кристаллические сланцы образуются частью из пирогенных пород, частью из осадочных, то и они должны содержать хромовые соединения.

Кроме того, Cr при окислении дает хромовую кислоту, способную к миграции, реагирующую с встречным Pb-, Zn-, Cu-рудами и дающую целый ряд простых и сложных (с другими кислотами) солей, большую частью основных, прекрасным примером чего может служить Березовский рудник на Урале. Целый ряд солей получается при действии на Cr содержащие минералы сульфатор (редингтонит, ноксвиллит), фосфорной, мышьяковой, ванадиевой кислот. Способность некоторых хромовых соединений к широкой миграции следует из нахождения их в селитре и отложениях пустынь (дитцеит, тарапакант) и образования в виде водных силикатов (волконскоит, милошин и др.) далеко от месторождений первичных хромовых соединений. Отсюда понятно нахождение Cr во всех горных породах земного шара. В моей работе „К вопросу о происхождении изумрудов“ указаны все известные случаи нахождения Cr (количественно) в горных породах, и здесь я только укажу, что хром встречается во всех горных породах как пирогенных (глубинных, жильных и эффузивных, основных, средних и кислых), так и осадочных (глинах—терригенных и глубоководных, глинистых и глинисто-известковых сланцах, отложениях шпруделей и т. д.) и в кристаллических сланцах (гнейсы, слюдяные, хлоритовые и тальковые сланцы, амфиболитовые и пиро-

ксовые породы, серпентины); словом, хром есть один из самых распространенных элементов. Мнение о значительно большем содержании хрома в основных породах справедливо только до известной степени, так, например, верлит из Red Bluff Montana содержит 0,08% Cr_2O_3 , из Kakouline, Guinea—0,16%, из New Braintree Massachusetts—0,05%; лунит из Corundum Hill, N. Carolina—0,18%; перидотит из North Meadow Creek, Montana—0,04% и т. д., тогда как шонкинитовая фация монзонита из Beaver Creek Bearpaw Mountain, Montana, содержит Cr_2O_3 до 0,11%, и даже гранит района р. Татарки в южной части Енисейского округа содержит 0,10% Cr_2O_3 (А. Мейстер). В продуктах расщепления гранитовой магмы как лампрофировых, так и аплитовых тоже найден Cr_2O_3 , например, в бирбахите Косвинского Камня на Урале—0,34%, в керсантите из Lavelline западного склона Вогез между Маркирхом и St. Dié—0,35%, в спессартине из Eksjö в Швеции—0,13% и т. д., а в пегматитах и аплитах как нормальных, так и, особенно, десилицированных встречается целый ряд Cr содержащих минералов: изумруд, хризоберилл, гидденит, фуксит, смарагдит и даже отдельные зернышки хромита. Десиликация, как видно из предыдущего изложения, есть не только процесс потери пегматитовой магмой Si, K и др., но и процесс концентрации в них (относительного обогащения) не вошедших в реакцию элементов—Na, Al, Cr. Это ясно из следующего. Если первоначально пегматит содержал 3% Na_2O , что соответствует 25% альбита, и что после десиликации остается чистый альбит, то содержание альбита в породе будет 100%, а Na_2O —12%; если первоначально в пегматите было 15% Al_2O_3 , а после десиликации остался чистый корунд, то он и составит, конечно, 100% породы. То же и с хромом. Абсолютное и относительное количество Cr даже и в этих случаях будет очень невелико, но главные минералы (по своей массе) обыкновенных гранитовых пегматитов—кварц и полевой шпат—неспособны абсорбировать Cr ни химически, ни механически (их нет в вышеприведенном перечне Cr содержащих минералов), а потому пегматитовая магма, выражаясь языком Bowen, очень скоро будет пересыщена Cr, который и должен выделяться в перечисленных минералах; при отсутствии же хрома в пегматите должны выделяться: берилл, не изумрудно-зеленый хризоберилл, сподумен, биотит, роговая обманка.

Таким образом, тщательное изучение вопроса о распределении элементов Cr и Be в минералах и горных породах неизбежно приводит к выводу: 1) о возможности их встречи, главным образом, в кислых породах, особенно в пегматитах (см. также стр. 22), но вполне возможна она и в более основных породах, даже серпентинах, и 2) о несомненной автохтонности Cr в пегматитах.

Наблюдаемая иногда более интенсивно зеленая окраска изумрудов в слюдяных сланцах, прилегающих к пегматиту, сравнительно с изумрудами самих пегматитов объясняется большим содержанием Cr в серпентинах и диорит-амфиболитах (давших слюдяные сланцы), чем в пегматитах.

Для того чтобы показать, какое ничтожное количество хрома необходимо для окраски изумрудов, приведу следующий расчет по данным „S. Afric Min. Eng. Journ.“, в. XXXIX, р. II, № 1950, р. 613, 1924. Одна тонна породы дает около 545 г сырого материала, из которых только около 14 г является некоторого рода товаром, и если только 5% этого количества (т. е. 0,70 г, или $3\frac{1}{2}$ карата) gem и semigem quality, предприятие считается хорошо обеспеченным, т. е. при содержании в породе 0,00007% хороших изумрудов. Для наших целей; конечно, не имеет значения качество изумрудов, а потому мы примем первое число—545 г на т; так как изумруд содержит около 0,2% Cr_2O_3 , то в 545 г будет всего 1 г Cr_2O_3 , т. е. 1 т породы содержит 1 г Cr_2O_3 , или 0,0001%. Такое количество, конечно, обыкновенным химическим анализом не улавливается; нужны специальные способы концентрации растворов, как это делается при

анализе урановых руд на радий. Гораздо проще, впрочем, искать Sr не при валовом анализе пегматитов (так как кварц и полевые шпаты его не содержат), а только в его биотите (resp. роговой обманке).

Глава III

Десиликация пегматитов в применении к объяснению различных вариаций зон кристаллических сланцев

Выше я старался показать (стр. 20), в чем состоит химизм десиликации пегматитов и образования различных зон кристаллических сланцев, к ним прилегающих. Наблюдавшиеся факты, явления, приведшие к гипотезе (Du-Toit) десиликации пегматитов в изложении различных авторов, более обстоятельно, в хронологическом порядке, изложены мною в моей работе „К вопросу об образовании пегматитов“. В настоящей главе я хочу остановиться на выяснении причин образования различий в комплексах кристаллических сланцев, наблюдающихся как в различных областях, так и в различных частях одной и той же области, даже на протяжении одной и той же пегматитовой жилы, так как никто из авторов, занимавшихся изучением десиликации пегматитов, на этих вопросах не останавливался, между тем эти различия, отклонения от „нормы“, могут быть настолько существенны, что у наблюдателя в поле, естественно, может явиться вопрос: существует ли здесь действительно десиликация, могут ли наблюдаемые соотношения быть сведены к описанным процессам? Такие соотношения, требующие объяснений, наблюдались на Урале. Принимая во внимание все изложенное, я постараюсь изложить причины и сущность отклонений от „нормы“ результатов десиликации пегматитов.

Наиболее полную картину метаморфизации боковой породы интрузируемого пегматитом, дает S. Gordon (рис. 1)¹, основанную на его личных наблюдениях в Пенсильвании. Эту картину мы и примем за „норму“.

Выше я старался показать (стр. 19 и далее), что такие явления метаморфизма прилегающих пород может вызвать только пневматолитическая фаза пегматитов;—ни магматическая, ни гидротермальная² их вызвать не могут,—и что внедряющиеся газы состоят первоначально, главным образом, из галоидных, большей частью, вероятно (по крайней мере для Урала), фтористых соединений которые при понижении температуры вступали в реакцию с водой, образуя окислы, причем освобождающийся F входил в состав флуорита, слюд, турмалина. Действовали ли на боковую породу галоидные соединения металлов или кислородные, сказать трудно, но в первую стадию метаморфизма, при образовании биотитовой зоны, вероятно, еще галоидные, так как в этой только зоне (и в самих пегматитах) встречаются вышеуказанные F содержащие минералы. Можно писать химические уравнения, вводя металлы (исходя из пневматолитической фазы пегматитов) в виде галоидных или кислородных соединений (уравнения 27—31),—это не имеет значения для выяснения полученных результатов. Я применяю здесь кислородные соединения, как это вообще и принято, тем более что уравнения при этом являются наиболее простыми.

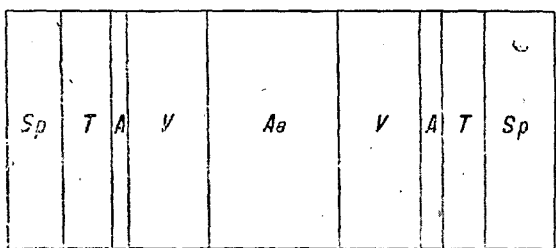


Рис. 1. Схема S. Gordon для Пенсильвании.

Ab—альбит; V—вермикулит (измененный биотит); A—актинолит с тальком; T—тальк; Sp—серпентин.

и, сказать трудно, но в первую стадию метаморфизма, при образовании биотитовой зоны, вероятно, еще галоидные, так как в этой только зоне (и в самих пегматитах) встречаются вышеуказанные F содержащие минералы. Можно писать химические уравнения, вводя металлы (исходя из пневматолитической фазы пегматитов) в виде галоидных или кислородных соединений (уравнения 27—31),—это не имеет значения для выяснения полученных результатов. Я применяю здесь кислородные соединения, как это вообще и принято, тем более что уравнения при этом являются наиболее простыми.

¹ S. Gorgon. Desilicated Granitic Pegmatites. „Preceed. Acad. Nat. Sc.“, Philadelphia, v. LXXXIII, p. 1, 1921.

² Об этих генетических фазах пегматитов см. далее, стр. 33.

Образование слюдяного сланца (слюдяной зоны) из серпентина иллюстрируется уравнением (20).

Для уяснения образования слюдяного сланца из диорит-амфиболита (Урал, С. Каролина) могут служить уравнения (4 и 5), в которых реакция происходит с поглощением SiO_2 , но если роговая обманка более кислая, то можно применять и уравнения (6 и 7), т. е. образование слюдяного сланца может происходить и без поглощения SiO_2 , что мы видим, может быть, в Somerset в Ю. Африке и Роона в З. Австралии. Мощность слюдяной зоны зависит, повидимому, исключительно от количества К в первоначальной пегматитовой массе: в самом пегматите К обыкновенно не остается (или остается очень мало), и в следующую за слюдяным сланцем зону он тоже не попадает, здесь же расходуется весь F, Li, B (на построение слюд, флюорита, частью турмалина), Zr, Ti (на минералы циркон и рутил, главным образом, в виде микровключений в листочках слюд), Be, Al (берилл, хризоберилл, фенакит), P (апатит), Mo (молибденит), большая часть Ca (флуорит, апатит). Это самая постоянная и практически самая важная зона.

Следующая, актинолитовая зона—самая непостоянная, редко чистая, большею частью в смеси с тальком, не имеет большой мощности (рис. 1). Образование ее из серпентина иллюстрируется уравнением (21), а из диорит-амфиболита—уравнениями (24, 25, 26). Для образования этой зоны требуется только Si, Ca, немного Al.

Наконец, последняя, тальковая зона, почти столь же постоянная, как и слюдяная, требует для своего образования только Si. Если образуется из серпентина, иллюстрируется уравнением (23), а из диорит-амфиболита—уравнением (24).

Такое толкование химизма метаморфических процессов я даю применительно к схеме 1, данной S. Gordon для Пенсильвании; но схема эта, конечно, не может иметь универсального применения: процесс десиликации есть сложный процесс взаимодействия газообразной пегматитовой массы и твердой боковой породы, а следовательно, зависит как от количества проносимой газообразной массы, ее химического состава, температуры, давления, так и от химического и минералогического состава, начальной температуры, теплопроводности, степени разрыхленности и трещиноватости боковой породы, и конечно, все эти условия не могут быть везде одинаковы, а потому и результаты этого взаимодействия должны быть различны в различных местах.

Наиболее изменчивым, наиболее непостоянным элементом является мощность (как абсолютная, так и относительная) отдельных зон. Это и понятно уже из всего вышесказанного: мощность первой зоны зависит, главным образом, от количества вступающего в реакцию К; второй—Ca; третьей—Si, способного проникать в толщу боковой породы при соответствующих температурных и других условиях. Эта изменчивость соотношения величин мощностей отдельных зон и оставшегося десилицированного пегматита настолько универсальна и понятна, что на ней мы останавливаться не будем. Другие отклонения от схемы 1 S. Gordon могут быть сведены к следующим:

1. Выпадение некоторых зон.
2. Химическое и минералогическое различие соответствующих зон, частью, вероятно, последующее, не первоначальное.
3. Ассиметрия комплекса зон в зависимости от различия прилегающих боковых пород.
4. Недостаточное развитие силицированных зон.
5. Искривление линии соприкосновения зон в зависимости от неодинаковой скорости реакции взаимодействия в различных частях контакта.
6. Ускорение или замедление реакции в некоторых точках внутри зон.
7. Позднейшие изменения, вызванные механическими причинами.
8. Изменения, вызванные комплексными пегматитовыми жилами, скупенностью их.

I. Наиболее частым выпадением целой зоны является выпадение зоны А (схема 1): ее нет в Натале, как это видно из схемы 2, данной основателем гипотезы десиликации пегматитов Du-Toit¹, нет и в Sommerset в Ю. Африке, Египте, Зальцбурге, большей частью и на Урале. Очевидно, следовательно, что весь Са, теряемый пегматитом, поглощается в зоне слюдяного сланца, главным образом, на флюорит, апатит, частью турмалин, маргарит.

Тальковая зона может выпадать или вследствие недостаточного притока Si, и тогда слюдяная зона прилегает непосредственно к основной породе, например, в З. Австралии близ Роона, Sommerset Mine в Трансваале, Hunters Mine в С. Каролине, Зальцбурге, местами на Урале (например, в буровых № 1 и 2 Троицкого прииска), или вследствие незначительной первоначальной мощности основной породы, прорезанной пегматитом, так что вся она превращена в слюдяной сланец, граничащий в этих случаях с неизменяемой горной породой, например, в Мариинском прииске (буровая № 3) с глинистым сланцем, в С. Каролине (Brush Creek Mine) — с гнейсом. Часто выпадает также тальковая зона в случаях комплексных жил (скупенности жил), проходящих в основной породе на близких друг от друга расстояниях, так что участки основной породы между пегматитовыми жилами целиком превращены в слюдяной сланец. Последнее нередко наблюдается в изумрудном районе на Урале, например, в Северном разрезе Троицкого прииска, в буровой № 1 и др.

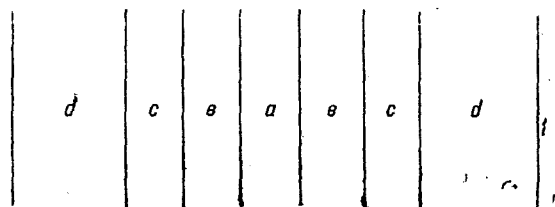


Рис. 2. Схема Du-Toit для Natal.

а—адит, измененный в плюмазит (плагноклаз, корунд, вторичный маргарит; е—бурая слюда; с—тальк; d—серпентин.

Наконец, почти полное выпадение самой пегматитовой зоны вследствие израсходования всего составляющего материала на метаморфизацию прилегающей основной породы в слюдяной сланец и тальк наблюдается нередко на Урале, что заметил еще Каковин (1831): в слюдяном сланце наблюдаются только остатки каолинизированного полевого шпата в виде небольших линз, соединенных в прерывистые цепочки, и слюдяной сланец тогда содержит обыкновенно флюорит, берилл (с изумрудом) и другие пневматолитические минералы. Такие остатки Каковин справедливо считал путеводною нитью при искании изумрудов.

II. Отклонение от нормальной схемы вследствие химического и минералогического различия соответствующих горизонтов.

Различие зоны десилицированных пегматитов выражается в том, что она является, в одних случаях, альбититом, вообще кислым плагиоклазитом (Урал, Пенсильвания, Мериленд), в других—плюмазитом, т. е. кислым плагиоклазитом с корундом (Наталь, Пенсильвания), в третьих—марундитом (маргарит+корунд) в Трансваале, в четвертых—почти чистым корундом, наконец, в пятых,—он исчезает, расходуется почти полностью. В некоторых случаях, однако, оставшийся пегматит сравнительно богат кварцем, например, Sommerset Mine в Трансваале или Роона в З. Австралии, сохраняя характер нормального пегматита, но бедного К, пошедшим на образование слюдяной зоны. Богатство этих пегматитов кварцем объясняется отчасти большим первоначальным его запасом, отчасти, как указано выше, отсутствием тальковой зоны.

Зона слюдяного сланца часто заменяется вермикулитом, иногда с тальком, особенно часто в северном и южном Трансваале, С. Каролине и др. Эта замена, несомненно, зависит от последующего изменения слюды цир-

¹ A. Du-Toit. Plumazite (Corundum Aplite) and Titaniferous Magnetite Rocks from Natal. „Trans. Geol. Soc.“, S. Africa, 1919.

жулирующими водами, по уравнению (15), так как вермикулит есть промежуточная стадия изменения биотита в хлорит; от биотита вермикулит отличается потерей K и приобретением H_2O .

Привожу две интересные схемы, данные для С. Каролины J. Pratt и Lewis¹.

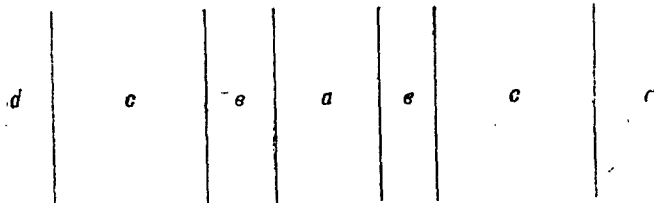


Рис. 3. Схема Hunters, Iredall County, N. C.

а—полевошпатовая жила, более или менее каолинизированная, часто содержащая корунд; б—вермикулитовая зона, содержащая корунд; с—актинолит с некоторым содержанием амфиболита; д—амфиболит.

таморфизма) хлоритом, но и частичным или полным замещением полевого шпата хлоритом, т. е. это значит, что при пневматолитизе израсходовался весь (иногда почти весь) полевой шпат на образование слюдяной (и последующих) зоны, в которой остались только корунд и шпинель. При переходе слюды в хлорит корунд и шпинель остались на месте.

Актинолитовая (resp. энстатитовая) зона, как указано было выше, часто выпадает, но часто испытывает и известные изменения, частично переходя в тальк по уравнениям:

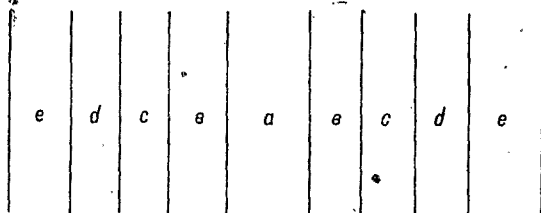
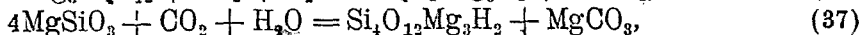
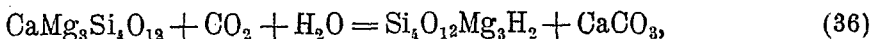


Рис. 4. Схема Corundum Hill Mine, Mason County, N. C.

а—корундовая зона, состоящая из хлорита, корунда и шпинели; иногда вполне или отчасти замещается содержащим корунд плагиоклазом (мощность 2—2,5 м); б—зеленый хлорит 15—35 см.; с—сероатый, иногда волокнистый энстатит; д—волокнистый тальк; е—дунит.



так что минералы эти обыкновенно встречаются вместе с тальком, а при дальнейшем изменении в том же направлении полностью переходят в тальк; образующиеся карбонаты Ca и Mg в виде двууглекислых могут выносятся, и, таким образом, существовавшая зона исчезнет бесследно.

Наконец, и зона талька может при известных условиях замещаться хлоритом. Такой случай описывает M. Saxen² из Kiukoolampi в Финляндии; привожу его схему.

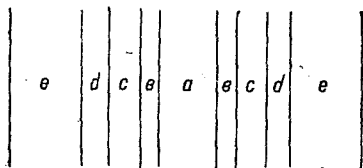
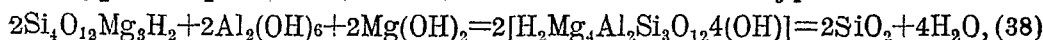


Рис. 5. Схема Kiukoolampi, в Финляндии.

а—микроклингранитовый пегматит; б—биотит; с—актинолит; д—хлорит; е—термолит-серпентиновая порода.

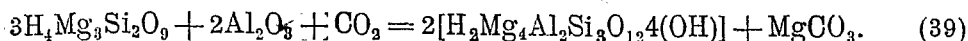
Является, конечно вопросом,—образовался ли здесь хлорит непосредственно из серпентина под влиянием пневматолитиза или же он представляет собою уже вторичный продукт, образовавшийся впоследствии из тальковой зоны? Против второго предположения говорят то обстоятельство, что тальк уже есть конечный продукт метаморфизма, очень прочен и дальнейшему изменению под влиянием агентов выветривания не подлежит, по крайней мере, такие примеры в литературе не приводятся; изменение могло бы идти по уравнению:



¹ Corundum and the Peridotites of Western Carolina.

² M. Saxen. Ueber die Petrologie d. Ottravaargebietes im östlichen Finland. „Bull. de la comission Geol. de Finlande“, № 65, p. 28, 1923.

т. е. с выделением SiO_2 и поглощением Al и Mg , которые должны приноситься циркулирующими водами. Mg нередко выделяется при реакциях, например, уравнениями (37, 39) и др. Al же вообще принадлежит к трудно мигрирующим элементам. Образование хлорита непосредственно из серпентина под влиянием пневматолита можно представить уравнением:



III. Случай асимметрии комплекса силицированных сланцев, приводимый Pratt и J. Lewis в Corundum Hill Mine, Mason County, N. C. (рис. 6).

Это чрезвычайно поучительный пример сложного метаморфизма. Главной зоной, конечно, является „corundum vein“ е, состоящая из хлорита и корунда с вермикулитом, а иногда и совершенно замещенная им. Как и на схеме 4, эта зона, несомненно, произошла из биотита (гесп. флогопита) через вермикулит, остатки которого остались около гнейса, измененного с поверхности, но пассивно относящегося к рассматриваемому метаморфизму, как порода кислая. В направлении же дунита мы видим развитие обычных зон—энстатита и талька. Очевидно также, что с, d, e и f—одна зона метаморфизованного пегматитом дунита в слюдяной сланец, причем пегматит или совершенно израсходован или частью остался среди этой зоны, впоследствии перешедшей, как указано выше, через вермикулит в хлорит.

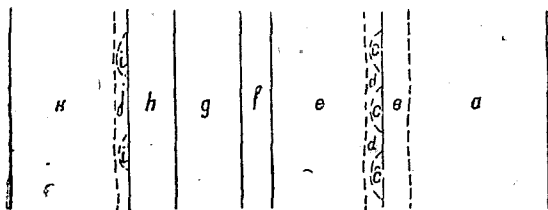


Рис. 6. Схема Corundum Hill Mine

a—измененный гнейс, роговообманковый или слюдяной; a—сильно измененный гнейс, рыхлый; c—зеленоватый вермикулит, местами переходящий в хлорит d, мощностью 2—2,5 м, местами же отсутствует; d—зеленый хлорит, мощностью приблизительно, как и c, иногда отсутствует; e—хлорит и корунд, часто с вермикулитом, мощностью 12—15 футов, иногда вполне или отчасти замещается плагиоклазом; f—зеленый хлорит, 2,5—30 см; g—энстатит, местами несколько футов мощностью, переходящий в h; h—тальковая порода, от нескольких дюймов до многих футов мощностью; i—желтоватая глина, до нескольких дюймов мощностью; иногда совершенно отсутствует; часто содержит много кварца и халцедона;—дунит, более или менее измененный; k—свежий дунит.

IV. Недостаточное развитие силицированных зон в зависимости от обладания в первоначальном пегматите жидкомагматической фазы.

Первоначальные мощность, длина, и форма пегматитовых или аплитовых тел весьма разнообразны. Мощность их в Ю. Африке (Du-Toit, A. Hall)—от нескольких дюймов до многих футов, а в Пенсильвании (S. Gordon, A. Larsen)—от нескольких дюймов до 10 и более футов, а длина—400—500 футов. Форма их тоже весьма изменчива и непостоянна: они часто утоняются, опять утолщаются, раздваиваются и т. д. Несомненно, конечно, что и мощность силицированных зон должна, по крайней мере до известной степени, зависеть от первоначальной мощности десилицируемых пегматитов. Так как это не всегда может быть установлено и так как мощность силицированных зон вообще меньше, чем можно было бы ожидать по громадной потере вещества пегматитами при переходе их в альбититы, плюмазиты и марундиты, то это и послужило основанием для критики A. Larsen'ом самой гипотезы Du-Toit. Критика эта очень основательна при допущении неподвижной пегматитовой магмы, но так как магма эта, несомненно, была подвижна¹, то и значение критики небольшое. Мне кажется, что критика Larsen гораздо более приложима к наблюдениям A. Hall (а не Du-Toit) в северном и восточном Трансваале, где несоответствие мощности десилицированных пегматитов и силицированных зон совершенно исключительное, исключительное настолько, что, несомненно, главная масса вторгшихся здесь пегматитов была жидкомагматиче-

¹ Эта критика разобрана мною в моей работе „К вопросу об образовании изумрудов“, 21, 1932.

ской, с некоторой только примесью пневматолитического материала¹, и объяснить здесь образование корунда и плюмазита исключительно десиликацией вряд ли возможно, и очевидно, что не все случаи образования корунда, марундита и плюмазита могут быть сведены к десиликации пегматитов. На это не обратили внимания ни S. Gordon, ни A. Larsen, между тем это явление требует особого рассмотрения. Чтобы не быть голословным и обратить внимание последующих исследователей, привожу здесь три разреза А. Hall², причем замечу, что они являются еще довольно полными по отношению к „норме“ S. Gordon (рис. 1); в других его разрезах совершенно нет вермикулитовой (или слюдяной) каймы, т. е., очевидно, нет и десиликации, т. е. согласно выказанному мною предположению (стр. 21) это не пневматолитическая, а почти чистая жидкомагматическая фаза пегматитов, не способная вступать в химические реакции даже с ультраосновными породами; они происходят только местами (где было некоторое скопление газов и минерализаторов) и только на очень незначительную глубину.

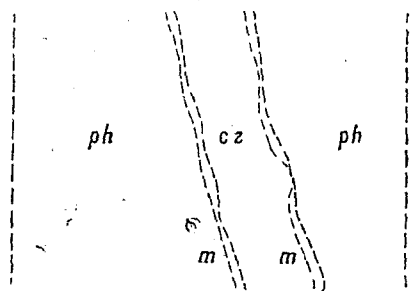


Рис. 7. Поперечное сечение разработки корунда в Kaldrai, kW от Bandolier Кор. (A. Hall, Fig. 3).

ph—пироксено-роговообманковая порода; cz—корундосодержащая порода, характера гнейса (плагиолаз, биотит, корунд), 1,6—1,2 м; m—вермикулитовая зона, до 5 см мощностью, но местами отсутствует.

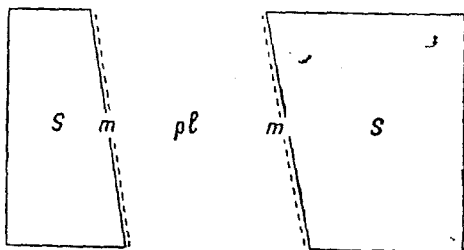


Рис. 8. Разрез разработки Blydschap к NW от Bandolier (A. Hall, Fig. 7).

S—серпентин; pl—плюмазит с корундом, около 1 м мощностью; m—тонкая кайма слюдяного материала.

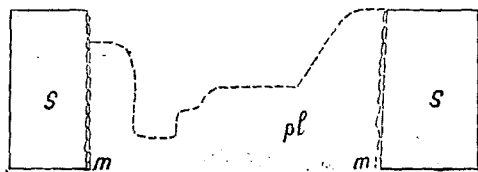


Рис. 9. Разрез выработки корунда в Palmietfontein SW от Lois Trichard (A. Hall, Fig. 10).

S—сильно разложившаяся или метаморфизованная основная порода; pl—плюмазит с корундом, 12,8 м; m—вермикулитовая зона (вермикулит+талк), местами отсутствует.

В работе А. Hall бросаются в глаза три признака, заставляющие признать совершенно особый характер этих жил, а именно:

1. Большая мощность десилицированной зоны (например, в его работе фиг. 10, здесь рис. 9).
2. Ничтожная мощность, а часто и совершенное отсутствие (фиг. 9, 14, 15, 16 и др., здесь рис. 7, 8, 9) силицированной зоны.
3. Отсутствие отдельной тальковой зоны; тальк только примешан к биотитовой (вермикулитовой) зоне. Совершенно ясно, что силикация серпентина с образованием из него ничтожной зоны вермикулита совершенно не соответствует десиликации (и декализации) пегматита с образованием альбитита, марундита и корунда: или десиликация произошла на глубине в основной породе или это особый основной пегматит, вторгшийся в занимаемую трещину в жидком состоянии.

V. Искривление линий соприкосновения зон.

¹ Полного отделения этих фаз, вероятно, и не бывает; по Brögger, пневматолитические минералы начинают выделяться даже и в гранитовой магме очень рано, например аддитит, монацит и др.

² A. Hall. Corundum in the Northern and Eastern Transvaal. „Geol. Survey, S. Africa Mem.“ № 15, 1920.

На вышеприведенных схематических чертежах линии соприкосновения зон — прямые, но так как скорости распространения реакций десиликации пегматитов и силикации прилегающих пород различна в различных точках, в зависимости от различной степени разрыхленности, трещиноватости и других причин, то и линии эти в природе значительно отклоняются от прямой; это настолько понятно, что не требует особых разъяснений и иллюстраций.

VI. Замедление и ускорение процесса силикации внутри некоторых зон

Нередко наблюдается, что внутри силицированной зоны остаются участки, еще не вошедшие в реакцию, может быть, потому, что участки эти были наиболее компактны, наименее разрыхлены или трещиноваты, менее доступны внедряющимся газам (рис. 10), или, наоборот, в некоторых участках данной зоны началась реакция образования следующей зоны (рис. 11).

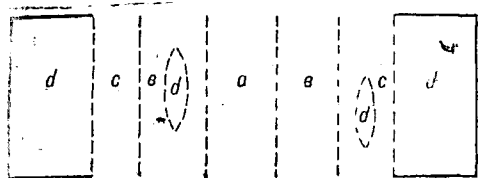


Рис. 10. Троицкий прииск

a—десилицированный пегматит; a—слодяной сланец, с остатками неизмененного (мало измененного) диорит-амфиболита d; c—тальковый сланец, с остатками неизмененного диорит-амфиболита d; d—диорит-амфиболит

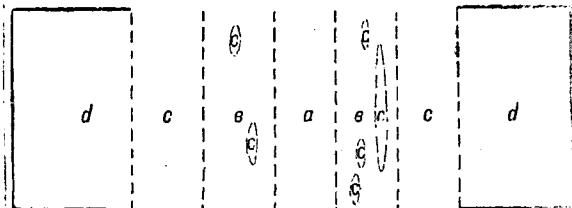


Рис. 11. Троицкий прииск

a—десилицированный пегматит; a—слодяной сланец, с участками высокого сланца c в нем; c—тальковый сланец; d—диорит-амфиболит

VII. Смятие, перемещение зон или частей их вследствие механических причин.

Такое смятие зон наблюдается, например, в открытой разработке Макарьевского прииска на Урале, к W от большой дороги; оно имеет местный, нетектонический характер.

VIII. Отклонения, вызываемые комплексными пегматитовыми жилами, особенно характерны для изумрудного района на Урале.

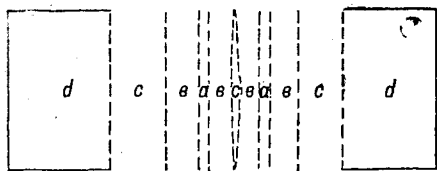


Рис. 12. Троицкий прииск

aa—остатки пегматита; a—слодяной сланец; —c—тальковый сланец; d—амфиболит-диорит

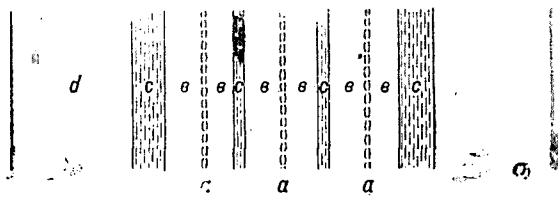


Рис. 13. Троицкий прииск, S—сторона северного разреза

a—песочки пегматита (олигоклазита); a—слодяной сланец; c—тальковый сланец; d—амфиболит-диорит

Если пегматитовые жилы проходят недалеко друг от друга, они вызывают сильное утонение тальковой зоны (схема 12), так как почти все пространство превращено в слюдяной сланец, а если таких жил много и мощность их незначительна, то может произойти чередование слюдяного и талькового сланцев и остатков пегматита между ними (схема 13).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПЕГМАТИТОВ

На основании исследований, частью изложенных уже выше, следует, что по способу своего происхождения пегматиты можно разделить на два главных типа — монофазные и полифазные, и первый из них еще на три подтипа.

1. Жидкомагматические. Относящиеся сюда пегматиты представляют собою остывшую жидкую пегматитовую магму без последующих пневматолитических или гидротермальных выделений. Они вполне заполняют занимаемую трещину или полость, не оставляя свободных участков, или „карманов“; почти лишены минерализаторов и соответствующих пневматолитических и гидротермальных минералов. Сюда относятся, например, пегматиты первого типа по классификации Niggli¹ и почти все пегматиты днепровской кристаллической площади.

2. Пневматолитические пегматиты. Они могли образоваться или раньше поднятия жидкой магмы или после ее поднятия, но по другим трещинам, вероятно, очень глубоким, на что указывает их очень высокая температура. Сюда относятся десилицированные пегматиты, о которых сказано уже достаточно в предыдущем изложении.

3. Гидротермальные. Образовались после подтипов 1 и 2. Сюда относятся Се-карбонатные жилы с паризитом, бериллом, изумрудом и др. Muza в Колумбии и, может быть, Bom Jesus dos Meiras в Бразилии и Libby Lincoln County, Montana, т. е. XII тип по классификации Niggli.

Тип II. Полифазные пегматиты

Жидкая пегматитовая магма не вполне заполняет занимаемую трещину, оставляя свободные полости или, карманы, которые затем одеваются (по стенкам) или заполняются пневматолитическими и гидротермальными минералами. Богаты минерализаторами и соответствующими минералами. Сюда относятся, например, норвежские сиенитовые пегматиты, описанные Brögger² (V тип по классификации P. Niggli), мадагаскарские пегматиты, описанные M. Lacroix³ и Duparc⁴, южноафриканские, в гранитах Numaqualand, содержащие большие полости, выполненные, главным образом, кристаллами берилла (в одной полости, например, добыто 16 т берилла), иногда танталита (до 60—70 фут. в одной жеде), пегматиты Мурзинской слободы, описанные Ирманом⁵, Кокшаровым⁶ и др.

Монофазные жидкомагматические пегматиты (тип I, 1) и жидкомагматическое тело полифазных (тип II) по своему химическому и минералогическому составу мало отличаются от материнской породы (гранит, сиенит), часто только несколько меньшим содержанием слюды (или роговой обманки); главное отличие заключается в порядке выделения минералов и, большей частью, в крупности зерна; и та и другая магмы почти полностью дифференцировались от остаточного раствора, содержащего минерализаторы и дающего редкие минералы; если в этих пегматитах и встречаются иногда последние, то немногим чаще, чем в соответствующих гранитах, в тех случаях, когда почему-либо указанная дифференциация была неполной, как например берилловые граниты Abichl-Alp. из Hohe Tauern, описанные E. Weinschenk⁷, и фенакитовые порфиры, описанные Хрущевым⁸ в Mercado

¹ Niggli. Die Leichtflüchtigen Bestandteile im Magma, 1920.

² W. Brögger. Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der Südnorwegischen Augit- und Nephelsyenite. „Zeitschr. f. Kryst.“, XVI, 1890.

³ M. Lacroix. „Bull. Soc. Franç.“, t. XXXIII, p. 37, 321, 1912. Nouvelles observations sur les minéraux des pegmatites de Madagascar. Sur deux niobotitanates uranifères de Madagascar. Les minéraux des filons de pegmatite à tourmaline litique de Madagascar, ibid., XXXI, 1908.

⁴ L. Duparc, M. Wunder, B. Sabo. Les minéraux des pegmatites des environs d'Antsirabe à Madagascar, 1910.

⁵ Ирман. „Горн. журн.“, 1, 222, 1836.

⁶ Н. Кокшаров. Материалы для минер. России. X.

⁷ E. Weinschenk. Die Mineralien des Gross Venediger Stockes in den Hohen Tauern. „Zeitschr. f. Kryst.“, B. 26, S. 493, 1896.

⁸ K. Chrustschoff. Einiges über den Cerro del Mercado bei Dnrange in Mexico, Würzburg 1879.

близ Durango в Мексике. Поэтому и встретить бериллы в этих жидкомагматических жилах можно только в виде исключения; таким же, вероятно, является „emeraldmatrix“ из Grab. Tree Mountain, Mitchel County, N. Car., см. ниже стр. 39). К таким монофазным жидкомагматическим пегматитам, как указано выше, относится, вероятно, I тип пегматитов Niggli H (F, Li), распространенный в палеокайнозойских гранитовых областях, также и в днепровской кристаллической площади: они сплошь состоят из полевого шпата, кварца, слюды; очень редко содержат гранат и турмалин, а еще реже берилл, монацит.

Г л а в а IV

Краткое описание изумрудных месторождений¹

ЕВРОПА

Кроме Урала, в Европе месторождения изумрудов существуют еще в Зальцбурге и в Норвегии.

Зальцбург. Изумрудное месторождение в Зальцбурге расположено на отвесной стене — Smaragd-Palfen, на абсолютной высоте 7 500 футов в вершине боковой долины (Habachthal) Söllgraben, у подножия Graukodl, в Ober-Pinzgau. Это самое старое месторождение в Европе, но древность его, несомненно, сильно преувеличена. Так, Bauer (Edelsteinkunde) полагает, что оно известно со времени древних римлян; Kunz — со времени средних веков. На самом деле о нем в первый раз упоминается в литературе в 1797 г.: Schroll, горный деятель и минералог, в Зальцбурге в своей работе: „Grundriss einer Salzburgischen Mineralogie“ говорит о случайной находке изумруда при разламывании куска слюдяного сланца из Habachthal (Möller, Jahrb. d. Berg.- und Hüttenk., Bd. I, S. 103—104). Равным образом невероятно предположение о некогда цветущем состоянии разработок габахтальских изумрудов (Weinschenk). Месторождение это подвержено постоянным обвалам и оседаниям, и все попытки как частных лиц (например Goldschmidt в 1860-х годах), так и частной английской компании (в 1890-х годах) встретились с непреодолимыми препятствиями, и разработки должны были быть оставленными. Даже такие альпийские геологи, как E. Weinschenk, не могли дать точного описания месторождения, так как вследствие постоянных осыпей и обвалов подойти близко к месторождению не представлялось возможным. Все, что известно о месторождении, сводится к следующему. В области развития кристаллических сланцев находится массив серпентина, прорезанный жилкой аплита. По бокам аплита — биотитовый сланец. Мощность всей свиты 6—12 футов, простирание NE 30°, падение крутое NW 30°. Аплит сильно метаморфизован. Биотитовый сланец заключает много турмалиновых иголок, иногда дымчатый и бесцветный кварц, брейнерит и много зеленоватого и серовато-желтого берилла, большую часть группами, радиально-лучистыми агрегатами, изолированными кристаллами, иногда в виде больших совершенно прозрачных интенсивно смарагдово-зеленых кристаллов, большую же часть кристаллы мало прозрачны, темнозеленого или яблочно-зеленого цвета. Тальк в слюдяном сланце упоминает Петерсон, Липольд и Кенигсбергер, но занимает ли он определенный горизонт или зону между серпентином и слюдяным сланцем, — неизвестно. На основании этих отрывочных и неполных сведений все-таки можно заключить, что месторождение в генетическом отношении аналогично уральскому.

¹ Более подробные данные о месторождениях изумрудов вне СССР и исчерпывающий перечень и разбор соответствующей литературы см. в моей работе „Геологические условия месторождений изумрудов вне СССР“, 1932.

Норвегия. Месторождение благородного изумруда в Норвегии находится в Eidsvolder, на южном берегу озера Mjøsen на N от Христиании.

Нордмаркитовый пегматит жилою непостоянной мощности, в общем чечевицеобразной, прорывает палеозойские кварцевые сланцы; берилл встречается более или менее равномерно во всех частях жилы, изумруд же, повидимому, только в северной ее части; берилл в изобилии сопровождается флюоритом, часто даже заключается в нем. Встречается также и топаз, почему Гольдшмидт параллелизует эту жилу с оловянно-каменными. Во всяком случае, она пневматолитическая и, повидимому, монофазная. Месторождение разрабатывалось на изумруд, но было оставлено, когда расходы превысили доходы. Здесь нужно отметить отсутствие метаморфических зон (слюды, талька) и десиликации (несмотря на несомненно пневматолитический характер пегматита), так как боковая порода пассивна к этому процессу. Необходимо обратить внимание также на присутствие Sr (окрашивающего берилл в изумруд) в пегматите при полной невозможности заимствовать его из боковой породы.

Указания на нахождение изумрудов в других местах Европы. Указание на нахождение изумрудов в Зибенгебурге дано, вероятно, по недоразумению. Во Франции (Puys de Dôme и Orvault близ Nante) и Финляндии (Sodmeä, Tamela, Raavo) встречались спорадически отдельные кристаллы изумрудов в пегматитовых жилах.

АЗИЯ

На всем громадном материке Азии найден только один (большой и хороший) кристалл изумруда в аллювии р. Кунар в Индии, на склоне хребта Safed Koh, находящегося между границей Mirazai и р. Kabul. По словам туземцев, такой минерал встречается в слюдяном крупнозернистом кристаллическом известняке, в котором добываются рубины вместе с гранатом и шпинелью.

АФРИКА

Египет. Самое древнее из всех известных месторождений изумрудов находится в Верхнем Египте, в Аравийской пустыне, на расстоянии около 200 км к E от р. Нила и около 35 км к W от Красного моря, между 24 и 25° с. ш. В пустыне этой иногда по нескольку лет не выпадает ни капли дождя, а потому нет почти растений и животных, следовательно, и питьевая вода, и пища, и все жизненные припасы должны быть привезены с р. Нила на верблюдах. Работа могла вестись только принудительным путем. Разработки велись и при египетских фараонах и при римском, византийском и арабском владычествах, вплоть до XVI в., когда появление на рынке в обилии высококачественных южноамериканских изумрудов сделало разработку этих месторождений невыгодным. Изумруды эти находят на мумиях древних египетских могил (в виде продырявленных и нанизанных на цепочки бус, скарабей, амулетов и т. д.); название изумруда (mafeekta) встречается в иероглифических надписях на гробницах, храмах, хранилищах дворцов; указания на местонахождение изумрудов имеются у Плиния, Страбона, Птолемея. Таким образом, эти Египетские месторождения разрабатывались (конечно, с большими перерывами), на протяжении 3—4 тысяч лет.

Месторождение представлено двумя холмами—Jebel Zabara и (на 7 км южнее) Jebel Sikait (или Sekket). Наиболее древними считают разработки в горе (и окрестностях) Sikait: здесь работали и во времена фараонов, и во времена птоломеев, и во времена римлян и византийцев. В горе не менее 1 000 шахт. Кроме остатков древних примитивных жилищ, открыты развалины целого греческого города Bendar el Kebir, очевидно, построенного специально для рабочих, иначе трудно себе представить существование город

в безводной пустыне с температурой, достигающей 70°C в тени. На горе же Zabara разработки велись во времена халифов и последующих магометанских правителей.

Несмотря на такую древность разработки месторождения, геологическое строение его изучено чрезвычайно слабо. Только в 1900 г. появилась статья Donald A. Mac Alister (The Emerald Mine of Northern Etbai, „Geographical journal“, London, T. XVI, 537—549, 1900), где он дает очень краткое геологическое описание и несколько разрезов.

Геологическая картина такова. Среди кристаллических сланцев с простиранием NW и крутым падением на NE выступает эллипсоидного очертания гнейсовый (вернее, гранитовый) массив с длинной осью около 12 км параллельно простиранию сланцев и короткой 4 км вкост простирания. Долины рек врезаются между гнейсом (гранитом) и сланцами. Главный разрез длиной 1 км проведен Mac Alister от вершины Jebel Sikait по склону горы до долины р. Wadi Sikait, текущей по границе гранита и сланцев. Вматриваясь внимательно в этот разрез, мы видим, что главной горной породой здесь является какая-то роговообманковая¹, то более плотная, то более сланцеватая, изменяющаяся в пределах амфиболит-роговообманковый сланец, то с примесью кварца, то слюды, то актинолита, граната, турмалина. Местами появляются с согласным простиранием и падением биотитовые сланцы, частью тальковые. Поднимаясь по разрезу от долины Wadi Sikait вверх по склону горы, т. е. на NE, мы скоро встречаем выход пластовой жилы кварцевого порфира около 15 м мощности, по обе стороны которого (т. е. вверх на NE и вниз на SW) роговообманковая порода заменена слюдяным сланцем, определенный горизонт которого содержит бериллы и изумруды (разрабатывался). Поднимаясь еще выше, приблизительно на половине разреза мы встречаем более мощный выход (70 м) грейзена, по обе стороны которого опять роговообманковая порода заменена слюдяным сланцем, определенный горизонт которого содержит берилл и изумруд (разрабатывался). Наконец, еще выше по склону выходит жила гранита около 15 м мощности, которая, однако, не изменила прилегающей роговообманковой породы в слюдяной сланец и не вынесла бериллов. Таким образом, всего здесь насчитывается четыре горизонта продуктивного слюдяного сланца. Два из них находятся в очевидной связи с грейзеном: самое существование грейзена заставляет предполагать приток Si, F, частью В, а в данном случае и Be и отчасти К, пошедшего на построение слюды. Замечательно, что по исследованию Арцруни листочки слюды из египетских месторождений Sikait и Zabara содержат микролиты циркона с плеохроичными полями, каковые я наблюдал в уральских слюдах, и считаю эти „вариоли“ характерным признаком продуктивных слюдяных сланцев. Другие два горизонта слюдяного сланца связаны с породой, которая здесь названа кварцевым порфиром и интрузия которого должна была сопровождаться притоком Si, F, Be и потерей К. Возможно, что магна этого порфира аналогична магне бериллового гранита из Hohe Tauern (Weinschenk) и фенакитового порфира Mercado близ Durango в Мексике (Хрущева) в ней не дифференцировались вполне некоторые элементы, свойственные пегматитам.

Аналогия уральских месторождений с египетскими заключается в том, что породой, из которой образовались изумрудные сланцы, является тоже роговообманковой, тоже сильно варьирующей: диорит кварцевый, бескварцевый, авгитовый, амфиболит, роговообманковый сланец — как дериваты видоизменения, может быть, какой-то габбровой породы, тем более что все эти дериваты очень бедны SiO_2 (50—55%). Серпентин, иногда с оливином, обнажается только на вершине Jebel Sikait и никакого отношения ни к изумрудам, ни к слюдяным сланцам не имеет.

¹ W. Hume, H. Harwood, H. Riley (Anal of Egypt. Rocks, „Geol. Mag.“, Dec. 1929) считают роговообманковый сланец разрушенным На-долеритом, а кварцевую его разность — раздавленным гранодиоритом.

Трансвааль. Месторождение *Sommerset Mine* в северо-восточном Трансваале, *Leydsdorp District* в 12 милях к ENE от *Gravelotte Station*, у подножия южного склона *Murchison Range*, открыто только в 1927 г., т. е. это самое молодое из всех известных месторождений. Изумрудоносные породы выходят у самой границы кристаллических сланцев и древнего гранита, на холме *Melati-Kop* и его южном склоне. На вершине холма выходит пегматит (простираение WSW-ENE), грубозернистый, со значительным преобладанием кварца; очень мало полевого шпата и мусковита, акцессорно — апатит, черный турмалин, молибденит, берилл и смарагд. По обе стороны пегматита слюдяной и хлоритовый сланец, заключающий в себе турмалин, берилл, изумруд (более интенсивно окрашенный, чем встречающийся в пегматите). Особенно характерно, что слюдяной сланец близ контакта с пегматитом сильно импрегнирован пегматитом (главным образом кварцем), в виде апофиз, линз и тонких жилок, большей частью параллельных сланцеватости. Несколько южнее, по склону *Melati-Kop*, обнажается еще такая же жила пегматита (10 м мощностью) и слюдяного сланца: общая мощность этих двух свит 60—90 м, а по простираению они прослежены до 220 м. Около 1½ мили еще южнее, уже в самом древнем граните, еще одна (третья) свита — пегматит, слюдяной сланец. Бросается в глаза, что пегматиты эти не имеют характера десилицированных, так как они очень богаты кварцем, между тем как прилегающая порода (вероятно, амфиболит) превращена в слюдяной сланец, а самые пегматиты носят ясный характер монофазных пневматолитических. Объяснением может служить то обстоятельство, что для перевода роговой обманки (если она не очень основная) амфиболитов в слюду или вовсе не требуется SiO_2 или требуется ее очень мало (уравнения 4, 6, 7). Пегматиты же господствующего здесь гранита *Older Granite* вообще очень богаты кварцем, а потому внедрявшаяся в боковую породу SiO_2 почти не вступала с ней в химическую реакцию, а непосредственно выделялась в ней в виде апофиз, прослоек, прожилок, линз, как указано выше. Хотя пегматиты *Older Granite* бедны также и К, содержа мало ортоклаза и мусковита, но значительная мощность этих пегматитов компенсировала эту относительную бедность К. Количество St_2O_3 в изумрудах этого месторождения — 0,25 %. В настоящее время это месторождение, повидимому, за невыгодностью не разрабатывается.

Алжир. В 1856 г. M. Ville (*Notice sur les gites d'émeraldes de la haute vallée de l'Harrach*) указал на нахождение мелких (от булавочной головки до хлебного зерна) зерен изумруда в кристаллическом известняке и гипсе, образующих мощную линзу в мергелях. С тех пор подтверждения этого указания в литературе не появлялось, и есть основание подозревать ошибочность определения минерала.

АВСТРАЛИЯ

В Новом Южном Уэльсе, в местности *Emmaville*, разведка 1890 г. выяснила, что в глинистом сланце проходит пегматитовая жила с простираением NE—SW и крутым падением его на SE. Опушенные до 100—115 футов шахты выяснили, что изумруд находится в больших карманах или полостях, пегматита, частью заполненных каолиновым веществом; в полостях минералы большей частью пневматолитические: берилл и изумруд, флуорит, топаз, касситерит, арсенопирит, кварц, полевой шпат, биотит. Некоторые полости заполнены, главным образом, бериллом и изумрудом; эти два минерала выделились, повидимому, первыми, так как они заключаются и в кварце, и в полевоом шпате, и в флуорите (иногда вместе с топазом), и в арсенопирите. Это типичная полифазная жила. Месторождение оказалось невыгодным, когда стали разрабатывать свежую, невыветренную породу.

В Западной Австралии изумруд встречается близ *Roona*, *Murchison Goldfield*. Господствующей породой является гранит, прорезанный дайками основных пород: долеритов, габбро, андезитов (с поверхности превращенных

в амфиболиты и хлоритовые сланцы). Более молодыми являются порфиры и пегматиты. Последние отличаются богатством кварца и часто переходят в кварцевые рифы (Buckreefs), и только отдельные кристаллы полевого шпата и слюды выдают их принадлежность к пегматитам. Иногда они содержат вольфрамит, шеелит, молибденит. Пегматиты, связанные с основными породами, содержат нередко касситерит, который иногда (Роона) замещается бериллом (изумрудом); полевой шпат почти полностью состоит из альбита.

Пегматитовые изумрудоносные жилы близ Роона прорезывают черный слюдяной сланец, представляющий собою измененный диорит. Изумруды и бериллы содержатся как в пегматитах, так и в кварцевых их фациях и в слюдяных сланцах. Образование этих изумрудов Роона вполне аналогично образованию их в Somerset (см. выше), т. е. монофазный пневматолитический пегматит, очень богатый SiO_2 , вторгся в роговообманковую породу, перевел сравнительно кислую роговую обманку в биотит с небольшою только потерей SiO_2 , но с затратой большого количества K, почему в пегматитах этих и нет ортоклаза. Содержание Cr_2O_3 в изумрудах — 0,23%.

В Южной Австралии, в Mount Remarkable, указывалось на нахождение изумрудов в 1854 г., но указание не подтвердилось.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Отдельные кристаллы изумруда спорадически встречаются в пегматитах штатов Maine (разработки Dunton в Newry, Oxford County; Topsham, Sagadahoc County) и Connecticut (Haddam), главные же месторождения изумрудов находятся в Северной Каролине, а именно:

1. Emerald-Hiddenit Mine близ ст. Hiddenit, Alexander County, Stony Point. Комплекс пегматитовых жил прорезывает биотитовые гнейсы; обыкновенно бериллы и аквамарины с кварцем имеют в них довольно универсальное распространение, тогда как только немногие из жил содержат гидденит и изумруд, причем эти два минерала встречаются обыкновенно отдельно (не вместе) в больших полостях, или карманах, пегматитов. Так, одна изумрудная полость, почти 6 м в вертикальном направлении, мощностью 0,3 и 1,2 м в боковом направлении, содержит большие кристаллы кварца, зеленый мусковит, рутил, доломит, монацит и др. и много больших прекрасного качества изумрудов; другая — гидденитовая полость, 1,2 м длины, заключает те же минералы, что и предыдущая, но вместо изумруда — крупные кристаллы гидденита. Кроме названных минералов, в пегматитовых жилах и, главным образом, в их полостях встречаются: K-полевой шпат, черный турмалин, гранат, алланит, пирит, халькопирит, кальцит. Биотитовые гнейсы, заключающие пегматитовые жилы, сильно складчатые, раздавлены и вблизи названных жил сильно метаморфизованы: биотит и полевой шпат в них замещены кварцем, мусковитом, рутилом, пиритом и другими минералами, но ни гидденита, ни смарагда в них не было найдено. Эти пегматитовые жилы, несомненно, полифазные: только полости их заполнены пневматолитическими и гидротермальными минералами; метаморфизм же гнейсов относится к периоду заполнения полостей (карманов), а не ко времени внедрения жидкомагматической фазы.

2. Brush Creek Mine, в Michel County на водоразделе между Brush Creek и Crab-Tree Creek, около 4 англ. миль к S от „Spruce Pine“ Post-office. Главная порода — биотитовый гнейс и в нем биотитовый сланец. Последний прорезывается пегматитовой жилой до 3 м мощностью, состоящей, главным образом, из кварца и альбита; аксессуарно — черный турмалин, черная слюда, гранат, титанистый железняк, обильно — берилл. Изумруд встречается спорадически как в пегматите, так и в слюдяном сланце. Повидимому, эта жила монофазная, пневматолитическая.

3. Crab-Tree Mountain (Mitchell County), 14 миль к S от Bakersville, столько же от Mitchell Peak, несколько к N от Blue Ridge и около 50 миль

к W от Stony Point (Alexander County). Здесь на Bid Crab-Tree Mountain на высоте 1500 м выходит пегматитовая жила около 1,5 м мощностью в слюдяном гнейсе, состоящая из кварца, полевого шпата, содержащая гранат, красный и черный турмалин, берилл, смарагд; кристаллики последнего очень мелкие: 1—10 мм диаметром, 5—25 мм длины. Пегматитовая порода, содержащая белый полевой шпат, серый кварц, черный турмалин и зеленый изумруд, шлифуется и полируется и известна как красивый орнаментный камень, носящий название „emerald matrix“.

4. Небольшое месторождение близ Earl в $3\frac{3}{4}$ милях к SE от Old Plantation Mine.

5. Turner Smaragd Mine или Old Plantation Mine (Cleveland County), в $4\frac{3}{4}$ милях к SW 30° от Shelby (близ восточного берега First Broad River) на Земле Turner, откуда и первоначальное название месторождения. Изумруд наблюдается исключительно в пегматите (кварц, ортоклаз, альбит, черный турмалин, берилл (и изумруд), иногда апатит), часто настолько выветрившемся, что добывается промыванием, но нередко приходится и дробить породу. Отношение рассматриваемой пегматитовой жилы к окружающим породам выяснено; во всяком случае, она монофазная, так как о полостях ничего не говорится.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Колумбия. Вторым по древности разработок месторождением изумрудов является Departamento Воуса в Колумбийской республике, так как оно разрабатывалось туземцами (племени Muzos и Chibchas) задолго до прихода испанцев, т. е., во всяком случае, не позже начала XV в. Испанцы застали здесь три месторождения: Chivor, Muño и Coscuez. В настоящее время разрабатывается почти исключительно Muño, и оно только одно до некоторой степени освещено геологическими исследованиями сравнительно недавнего времени (начиная с 1915 г.) L. Codazzi, J. Pogue, R. Scheibe, G. Kellner, и на нем только мы и остановимся для характеристики всех названных месторождений.

Знаменитое месторождение изумрудов Muño расположено на левом берегу Rio Минеро (правый приток главной артерии страны — Rio Magdalena), под $5^\circ 26'$ с. ш.; прорезывается с NW на SE глубокою долиною Rio Itoco (небольшим левым притоком р. Минеро) с довольно крутыми склонами, но обнажений на этих склонах ни естественных, ни искусственных (кроме разработок данного момента) нет, так как при резко выраженном тропическом влажном и жарком (25° С средняя годовая температура) климате (Tierra caliente) все эти обнажения с изумительной быстротою покрываются густыми зарослями, трудно проходимыми даже независимо от назойливых москитов, опасности укушения ядовитых змей и т. д. Если прибавить к этому специально тропические болезни (малярия, дизентерия, анемия и т. д.) и разительное бездорожье, то станет понятным, почему мы не имеем до последнего времени детального геологического освещения этого старого и богатого месторождения изумрудов.

Геологическое строение местности в самых общих чертах, с упущением всех деталей, может быть представлено в следующем виде. На кристаллических сланцах с древними интрузивными породами залегают нижнемеловые отложения, горизонты которых очень плохо освещены палеонтологически, а потому носящие названия по местности характерного своего развития.

Нижний горизонт этих нижнемеловых отложений носит местное название „cambiado“, что значит перемена, — перемена как в петрографическом отношении, так, главным образом, в содержании изумрудов, которых в этом горизонте уже нет, и потому, дойдя сверху из продуктивного горизонта до cambiado, работы дальше не углубляют, почему он (cambiado) на приисках очень слабо обнажен, а потому и наименее изучен. Состоит cambiado из чередующихся слоев черного кристаллического известняка

до 25 см мощностью и менее мощных слоев тонкосланцеватого глинистого сланца. Порода разбита в различных направлениях трещинами, заполненными кальцитом, доломитом, пиритом, но изумрудов в ней не найдено.

Выше *sambiado* лежит продуктивный горизонт „*bizarras negras*“ (черные сланцы)—„*saras buenos*“ (хорошие слои),—„*saras emeraldíferas*“ (изумрудоносные слои). Состоит из перемежающихся слоев черного глинистого сланца и черного известняка мощностью в среднем 2 см, но иногда до 5 и даже 10 см. Слои изогнуты в короткие, тесно сдвинутые складки, смяты, даже скручены и часто обнаруживают интенсивную складчатость. Вся порода разбита различной длины и ширины трещинами самых разнообразных направлений, раздвоенных, перекрещивающихся и т. д. Наиболее узкие трещины заполнены (по Scheibe, в наиболее ранний период) либо волокнистым кальцитом, либо арагонитом. Другие трещины, более мощные, хотя часто небольшой длины, заполнены в более поздний период белым кальцитом или серым Се содержащим доломитом, либо тем и другим; эти именно жилы и содержат в себе смарагд. Спутниками его служат: берилл, пирит, кварц, паризит, апатит, флуорит, альбит; в более молодых трещинах еще барит. Выбирать из породы эти продуктивные жилы не представляется возможным, а потому разработки ведутся таким образом: по склону крутого берега р. Итосо, начиная сверху, сбрасывают всю породу горизонтальными ступеньками (0,75 м ширины и 0,75 м высоты) до самого низа (до *sambiado*), а потом обратно, снизу вверх, скалывая прежние ступеньки, и т. д. Обвалившиеся глыбы дробят и промывают, и изумруды отбирают руками.

Выполнение трещин бериллоносным кальцитом, Се-доломитом, паризитом и т. д., несомненно, говорит за гидротермальные процессы, связанные с пегматитами. Редко встречающиеся в обнажениях *sambiado* пегматиты (в продуктивном горизонте они не встречаются) состоят из кварца, К-полевого шпата, серицитовой слюды; содержат также альбит, апатит, пирит, аллофан, гяалит; ни берилла, ни Се-доломита, ни паризита ни в этих пегматитах, ни в заключающем их *sambiado* не обнаружено. Принимая во внимание и это обстоятельство и подробно изложенные мною в моей работе „Изумруды вне СССР“ тектонические явления, нужно полагать, что драгоценная минерализация продуктивного горизонта произошла на месте первоначального его залегания, выше по западному склону Кордильер, откуда уже он был надвинут на место теперешнего его положения.

Бразилия. Единственное месторождение изумрудов в Бразилии расположено на западном склоне небольшой горной цепи (близ ее вершины), в 10 милях к W от города Bom Jesus dos Meiras. Последний лежит в глубине штата Bahia, в южной его части, в 70 милях от конца железной дороги (сообщение на мулах, через горы и пустыню), приблизительно под 14° ю. ш. и 42° в. д. от Гринвича, на небольшом притоке верхней части Rio de Contas, берущей начало с южной оконечности Sierra du Espinhaço. К северу от Bom Jesus dos Meiras, в Chapada Diamantina находится известное месторождение алмазов — Leucois и S. Isabel do Paraguassu. Изумруды первоначально найдены в 1913 г. местными жителями на западном склоне указанной горной цепи, откуда, постепенно поднимаясь, дошли до коренного месторождения близ вершины горной цепи.

Только в 1926 г. появилось первое и единственное геологическое описание месторождения: Evan Just посетил его в декабре 1925 г. (Emeralds at Bom Jesus dos Meiras, Bahia, Brazil, „Econ. Geol.“, XXI, № 8, p. 808—810, 1926), но, имея в своем распоряжении крайне ограниченное время, ограничился довольно беглым описанием.

Изумруды находятся здесь в белых грубозернистых доломитовых мраморах, по мнению автора нижнепалеозойских, лежащих на гнейсах. Мощность около 61,6 м. Главное направление трещин NE-SW, и по этим вертикальным трещинам выделился тальк (с каким-то темным минералом),

в количестве, местами равном мрамору. Автор полагает, что этот тальк образовался из доломитового мрамора при помощи циркулировавших по трещинам растворов. Изумруды находятся вблизи этих тальковых полей, главным образом, в гнездах или друзовых полостях, редко отдельно в мраморах. Друзы обыкновенно выстланы кристаллами кварца и более или менее выполнены кристаллами кальцита, изумруд же находится либо в самом кальците, либо вместе с ним, как и с турмалином и топазом (последние два редко). Иногда встречается и вторая генерация кварца, кроме того: гранат, гематит, слюда и халцедон, частью замещающий доломит. Немецкие авторы (H. Arlt и Steinmann, P. Siedel, I. Uhlig), описывавшие штуфы, полученные в Европе в 1915 г., перечисляют следующие минералы: кварц, рутил, гематит, мартит, пирит, магнезит, доломит, ксенотим, монацит, берилл (аквамарин, смарагд), турмалин, топаз, сподумен, гранат, альбит, титанит, актинолит, эпидот, циркон, каолиновый минерал. Еван Яст полагает, что образование изумрудов и сопутствующих минералов вторичное, гидротермальное или пневматолитическое, или то и другое вместе, в связи с какими-либо пирогенными породами, ссылаясь при этом на аналогичное мнение J. Rogue о происхождении изумрудов Музо в Колумбии. Однако, аналогия при такой интерпретации трудно допустима. Вытеснение углекислоты кремнекислотой есть процесс больших глубин, где существование ряда зияющих трещин вряд ли возможно и где образуются безводные Ca-Mg -силикаты, а не тальк. Допуская же существование таких трещин, мы должны допустить метаморфизацию доломита протекающими растворами именно на стенках трещин, где образовался тальк.

Последующие гидротермальные пневматолитические процессы заполнили бы кальцитом и перечисленными минералами оставшуюся свободной середину трещины, т. е. названные минералы были бы в полостях талька, а не в кристаллическом известняке. Если бы гидротермальные и пневматолитические процессы предшествовали образованию талька, то они, как и в Музо, заполнили бы трещины, конечно, начиная с облекающего кальцитом стенок трещин в известняке, и если бы остались в середине незаполненные участки, то циркулирующие по ним растворы не имели бы соприкосновения с доломитом и просто выделили бы SiO_2 в виде кварца. Равным образом образование друзовых полостей в глубине прилегающих к трещинам пород и отложение в них вышеперечисленных минералов были бы совершенно невозможными.

Аналогия с процессами образования изумрудов в Музо была бы в том случае, если допустить, что основную породу является здесь не крупнозернистый доломитовый мрамор, а тальковый сланец, который, например, для Minas Geraes, показан лежащим на гнейсе у Francisco de P. Oliviere и др.; крупнозернистый же доломитовый мрамор с жеодами новообразовавшихся минералов есть результат гидротермальных процессов, аналогичный кальцитовым и доломитовым жилам с жеодами в Музо.

Г л а в а V

Условия образования различных типов изумрудных месторождений

Выше было указано, что из 33 Ве содержащих минералов только 4 (гумит, даналит, тримерит и гялотекит) не встречены в самых пегматитах, но все же необходимо признать родиной Ве пегматит (частью родственный ему гранит), откуда он мог путем миграции и двойного обмена войти в состав и этих четырех минералов. Как указано на стр. 34, монофазные жидкомагматические пегматиты и жидкомагматическое тело полифазных пегматитов выносят Ве только в виде исключения, главным же источником Ве является пневматолитиз, частью и гидротермальная фаза-

Однако, не нужно забывать, что далеко не все пневматолитические и гидротермальные образования содержат Be: рассмотренные выше десилицированные пегматиты (следовательно, несомненно, пневматолитические) Natal (Du-Toit), Трансвааля (A. Hall), Финляндии (M. Saxen) не содержат берилла. Во-вторых, далеко не все пегматиты, выносящие элемент Be, дают минерал берилл: весь V тип пегматитов P. Niggli, куда относятся сиенитовые пегматиты южнонорвежских авгит- и нефелин-сиенитов, описанные Бреггером („Z. Kr.“, XVI, 1890), гренландские пегматиты нефелин-содалитовой области Iulianenhaab (V. Ussing, Medd. om Grönland, 14, 1848; Geology of the County of Iulianenhaab, 1912 и др.) не содержат берилла, но включают в себе целый ряд других Be содержащих минералов: гельвин, гамбергит, мелинофан, лейкофан, эвидимит, эрдманнит, стеенструпин, эпидидимит (последние два только в Греландии); также и в некоторых гранитах выделился не берилл, а хризоберилл (Карлсбад). Очевидно, названные пегматиты, отщепенцы щелочных сиенитов, представляют собою среду, неблагоприятную для образования берилла.

Несмотря на указанные ограничения, берилл нельзя назвать редким минералом для пегматитов; этого, однако, нельзя сказать об изумруде, так как для его образования кроме условий, необходимых для образования берилла, требуется еще присутствие Cr. Небольшие количества Cr_2O_3 необходимые для окраски некоторых кристаллов берилла (только небольшая часть находящихся в пегматитовой жиле бериллов бывает окрашена в изумрудно-зеленый цвет), нередко и находятся в пегматитах, но далеко не всегда это присутствие Cr_2O_3 совпадает с присутствием берилла, чем еще больше уменьшается количество шансов на образование изумруда. Так, например, часто в десилицированных пегматитах, где именно хром находится в сильно концентрированных количествах, за отсутствием берилла, хром окрашивает и входит в состав других минералов: фуксит, смарагдит, гидденит, даже хромит (Bell Creek Mine, Town Cy., Georgia); также в жилах пневматолитического пегматита Passagen в Бразилии (Minas Geraes); Hayes Mine, Lancey County, N. Car.; Шварценштейн в Тироле и т. д. встречен фуксит без берилла.

Из всего вышесказанного следует, что сами по себе три названных типа пегматитов: полифазный, монофазный-пневматолитический и гидротермальный, не являются обязательно изумрудоносными; они только могут быть таковыми при одновременном осуществлении трех условий: 1) вынос ими Be, 2) образование берилла и 3) присутствие в них Cr. В этом смысле и применяется здесь термин „изумрудоносный тип“ месторождения, связанный с тем или иным пегматитовым типом.

I. Изумрудоносный тип, связанный с полифазными пегматитами. Сюда относятся типичные полифазные пегматитовые жилы Emerald-Hiddenit Mine, в которых встречаются изумруды и гиддениты (исключительно в полостях) притом раздельно—в одних изумруды, в других гиддениты. Сюда же нужно отнести пегматитовые жилы близ Emmaville в Австралии (Новый Южный Уэльс).

II. Изумрудоносный тип, связанный с монофазными пневматолитическими пегматитами. Эти пегматиты внедрялись в занимаемую полость в газообразном состоянии, при высокой температуре и большом давлении проникали в толщу боковой породы, метаморфизуя ее в слюдяной сланец, и образовали в нем минералы: берилл, изумруд, фенакит, флуорит, турмалин, хризоберилл, апатит и др., сами притом претерпевая изменения—„десиликации“. В самых десилицированных пегматитах изумрудов немного, причем окрашены они часто менее интенсивно, чем находящиеся в прилегающем слюдяном сланце, где находится и главная их масса; это позволяет предполагать о заимствовании¹ некоторого количества хрома

¹ Такое предположение допустимо, но необязательно, так как и Be в этих случаях содержится в гораздо большем количестве в слюдяном сланце, чем в пегматите, которому он, несомненно, обязан своим происхождением.

из метаморфизованных оливин-авгит-амфиболовых пород. К этому типу относятся месторождения: уральские, зальцбургские, египетские, трансваальские, Brush Creek Mine в Mitchel County, N. C., Роона в Зап. Австралии, вероятно, также Eidsvolder в Норвегии, где изумрудоносная жила находится в квасцевом сланце, конечно, не метаморфизованном и не содержащем изумрудов; самый пегматит поэтому тоже не десилицирован. Египетские месторождения (если верны чрезвычайно скудные литературные данные) отличаются тем, что роль пегматитов тут играли грейзен и кварцевый порфир.

III. Изумрудный тип, связанный с гидротермальным пегматитовым типом. Характерным представителем этого типа является знаменитое месторождение Музо в Колумбии. Трещины в известково-глинистом сланце нижнемелового возраста различной величины и направления заполнены минералами: кальцитом, Се содержащим доломитом, пиритом, паризитом, бериллом (изумрудом), кварцем; немного альбита и очень редко апатита, флуорита, барита, причем главную массу жилы составляют кальцит и доломит.

К этому же типу, вероятно, нужно отнести месторождения Бразилии и Ост-Индии.

К вопросу о возможности нахождения изумрудов на днепровской кристаллической площади

Изучение изумрудных месторождений всего мира привело меня к выводу, изложенным выше, т. е. что изумрудные месторождения связаны только с следующими генетическими типами пегматитов — полифазными, монофазными пневматолитическими и гидротермальными; с жидкомагматическими пегматитами не связано ни одно месторождение, так как эти пегматиты по существу почти лишены минерализаторов и связанных с ними редких элементов; в них могут встречаться и встречаются спорадически отдельные кристаллы пневматолитических минералов (apatит, циркон, монацит, турмалин, берилл, хризоберилл, фенакит), так как разделение фаз не может быть резким, и, по Бреггеру, некоторые пневматолитические минералы (apatит, монацит) начинают выделяться даже в начале жидкомагматической гранитовой или сиенитовой магмы, но не образуют особых скоплений. Так как пегматиты днепровской кристаллической площади как по моим личным наблюдениям, так и на основании литературных данных должны быть отнесены к монофазным жидкомагматическим и на существование полифазных и монофазных гидротермальных нет никаких указаний, то нет и оснований ожидать встретить целые месторождения изумрудов. По классификации P. Niggli, это обыкновенные H (F, Li) пегматиты — слюдяные пегматиты, свойственные пацифическим гранитовым областям (в отличие от атлантических).

Объяснение отсутствия редких и драгоценных минералов, связанных с пегматитами днепровской кристаллической площади, глубокой эрозией ее, уничтожившей мощные толщи верхних горизонтов, в которых были продуктивные пегматиты, не имеет за собою никаких научных оснований. Во-первых, сильно эродированные аналогичные древние кристаллические площади — Сев. Америка и Скандинавия — заключают в себе пегматиты с большим количеством редких и драгоценных минералов; во-вторых, связь пневматолитических пегматитов только с незеродированными кристаллическими площадями или с гранитами определенного только геологического возраста никем не доказана, и, повидимому, в научной литературе вопрос этот серьезно и не ставился.

SUMMARY

The author begins by giving a short geological outline of the Ural emerald deposit and of the nature of the metamorphism of the accompanying rocks. The granitic mass is penetrated by a thick vein of diorite about 1 km thick and 16 km long, striking approximately N—S with a steep eastward dip.

Owing to lateral pressure in E—W direction the rock has acquired, in most parts, a clearly manifested schistosity, parallel to the direction and dip of the vein. This can be especially seen on the weathered surfaces of the rock¹. The diorites vary greatly in their chemical and mineralogical composition and structure. This is partly due to original magmatic differentiation, as well as to later somewhat superficial metamorphism (catamorphism of V. Hise) and partly caused by later pegmatitic intrusion. The accompanying rocks are mostly basic diorites (SiO_2 —55, 86—59, 94%) with local transition into amphibolites.

The catamorphism of the diorites is mostly expressed either by direct modification of the hornblende into talc or first into biotite and then into talc. The hornblende was not only modified into talc, but also simultaneously into chlorite, epidote; less frequently serpentine is found. These modifications however do not reach into greater depths and do not produce chloritic schists, epidotes and serpentines. Similarly the micaceous schists change chiefly into talc schists, although the primary processes of modification into chlorite and epidote are also often observed. The result is that all the surface of the schistose dioritic mass is transformed into talc-schist. This phenomenon—the selection of one process of metamorphism preferably or exclusively out of the possible multitude—was called by the author in 1898 „electric“ or selective metamorphism.

Another kind of modification of diorite-amphibolites takes place through the intrusion of pneumatolytic pegmatites². Si, K, F brought in by the latter act on the hornblende of the adjacent diorites, transforming it into biotite (equation 4, 5), forming thus a biotitic zone or border, the thickness of which depends mostly on the quantity of K and F brought in. When all of K and F is used up, Si, Ca (sometimes partly Al) penetrate deeper, forming an inconstant second actinolitic zone and a constant third talcose one (equation 24, 25). The same pneumatolytic pegmatites yield a whole series of rare elements (probably as haloids, fluorine compounds) which manifest themselves in the new-formed micaceous zone as minerals (equation

¹ The distinct manifestation of schistosity, especially on weathered parts of the rock, was already noticed by the author in 1898 on aplites of the Dniepr area, which were quite compact in fresh state (Investigation of crystalline schists of the steppe region in South Russia, p. 159, 216). The same phenomenon was described by V. Hise in 1904 (Treatise on Metamorphism, p. 525).

² The author distinguishes the following genetic types of pegmatites: 1) monophasic: a) pneumatolytic and b) hydrothermal and 2) polyphasic. The latter do not completely fill the occupied dyke but leave open cavities or pockets which are filled later by minerals of the pneumatolytic and hydrothermal phases.

27—35): zircon, rutile, fluorite, beryl, emerald, apatite, tourmaline, chrysoberyl, phenakite, etc.

The author gives a calculation, showing that the content of pegmatites of 0,0001% Cr_2O_3 is enough to tint beryls to such a degree of emerald-green colour that would justify their exploitation (i. e. maximal). Such a quantity of Cr_2O_3 is considered as autochthonous by the author. He proves this by the universal occurrence of Cr, shown by chemical analyses in the existing literature: Cr is found in all rocks, in igneous ones from the most basic to the most acidic kinds, as well as in sediments and in crystalline schists.

The reaction between the pegmatite and the adjacent basic rock (mostly ultrabasic rock transformed into serpentine) was first pointed out by Du Toit (for Natal) in 1919 and was called „desilication of pegmatites“; then this process was noticed for Transvaal by A. Hall in 1920, for North America by S. Gordon in 1921, for Finland by Saxen in 1923 and so on, yet the nature of the chemical process of zone-formation was not ascertained. The author gives the equations 21, 23, 25 for the processes of zone-formations from serpentine. The most complete scheme of pegmatite desilication is brought forth by S. Gordon for Pennsylvania (fig. 1). It must be considered, however, that the process of pegmatite desilication is a complicate reaction between the gaseous pegmatitic mass and the hard surrounding rock, and consequently depends as much on the quantity of the penetrating mass, on its chemical and mineralogical composition, temperature and pressure, as on its chemical and mineralogical composition, primary temperature, conduction of heat, degree of softening and amount of fissures in the surrounding rock. As those conditions cannot be equal, the results of this reaction must be different in different regions. The author distinguishes the following diversions from S. Gordon's normal scheme (fig. 1).

1. Absence of entire zones, for instance, the actinolitic one (fig. 2), caused by a lack of Ca and other elements migrating from the pegmatite.

2. Chemical and mineralogical difference of corresponding zones, substitution, for instance, of the micaceous zone by the vermiculitic (fig. 3) or by the chloritic (fig. 4), replacing of the talc-zone by chlorite (fig. 5).

3. Asymmetry of the complex of zones, depending on differences in the surrounding rocks, e. g. fig. 6.

4. Insufficient development of silicified zones, depending on the predominance of the liquid-magmatic phase in the primary pegmatite, e. g. fig. 7, 8, 9.

5. Distortion of contact-line of zones, owing to unequal rates of reciprocal reaction in different parts of contact.

6. Acceleration or retardation of the reaction in some points within the zone, for example see fig. 10 and 11.

7. Folding and overthrusting of zones or parts of them, owing to mechanical or tectonical reasons.

8. Deviations caused by complex pegmatitic veins, i. e. by their accumulation, for instance see fig. 12 and 13.

Further on the author gives a brief description of the geological conditions of emerald formation all over the world.

In Europe, excepting the Urals, emerald deposits are found in Salzburg and Norway.

In Salzburg (Habachtal) an aplite vein in the micaceous schists (the latter enclosed in serpentine) contains emeralds. The opinion that the Habachtal emerald mines were long ago in a prosperous state (Weinschenk), since the middle ages (Kunz) and even in the time of the ancient Rome (Bauer) has no foundation at all, since those emeralds were discovered only in the year 1797 by V. Schroll.

In Norway at the southern end of the lake Mjösen (near Christiania) the emerald-bearing vein of pegmatite is observed in the paleozoic alunite schist.

In Asia (India, Safed Ko'h range) only one emerald crystal was found and even this one was not from a primary deposit, but from the alluvium of the river Ku'ner.

In Africa there exist two emerald deposits. One in Egypt, the most ancient in the world, was discovered not less than 3 000 years before our era, the other one in Transvaal is the youngest, as it was discovered only in the year 1927.

The Egyptian deposit is situated in the Gebel Sikait and Gebel Zabara hills, in the Arabian desert, about 25 km west of the Red Sea between 24 and 25° north latitude. It was worked out at the ages of Pharaohs, Ptolemy, during the Roman, Byzantine and Arabian empires, of course with long intervals. This deposit was probably abandoned in the XVI century, when Columbian emeralds of higher quality and at first lower price appeared on the market. The emeralds here were probably exclusively found in biotitic schists formed just as in the Urals from some hornblende rock, yet the part of pegmatites here was played by gysen and quartz porphyry.

The Transvaal deposit, Somerset Mine, Leydsdorp District, is of the same type; the metamorphic emerald-bearing micaceous schists are penetrated by pegmatites.

Data (1856) on emerald finds in Algeria are not confirmed.

The Australian deposits are in N. S. Wales and W. Australia. In N. S. Wales, near Emmanville, the polyphasic emerald-bearing vein of pegmatite is embedded in clayey schists; the emeralds are found only in pockets of the pegmatite. In W. Australia near Poona the emerald-bearing pegmatitic veins occur in a black micaceous schist which is a modification of dolerite.

The communication (1854) on emerald finds in S. Australia, Mount Remarkable, has not been confirmed.

In N. America in the State of N. Carolina emeralds are found in the following localities:

1. Hyddenite Mine (Alexander County) emeralds and hyddenites are seen in the pockets of polyphasic pegmatite penetrating biotitic gneiss.
2. Brush-Creek Mine (Mitchell County). Black micaceous schist in biotitic gneiss is cut through by a pegmatitic vein; emeralds are observed sporadically in the pegmatite and in the micaceous schist.
3. Crab-Tree Mountain (Mitchell County). The emerald-bearing pegmatitic vein occurs in the biotitic gneiss.
4. Turner Smaragd Mine (Cleveland County); the emeralds are exclusively found in pegmatites.

In S. America the emerald deposits are in Columbia and Brazil.

The renowned Columbian deposit Muzo (also Chivor and Coscuez) was worked out by the natives before the Spanish settlement, that is at least before the beginning of the XV century. The emeralds are embedded in Ce-containing dolomite and white calcite, which form veins in the clayey calcareous slates of the lower Cretaceous, evidently the emerald-bearing veins are here of hydrothermal origin. Studies of the geological literature concerning the structure of the locality brought the author to the conclusion that the whole emerald-bearing horizon was thrust from E (i. e. from the western slope of the Cordilleras) to W and the formation of rare minerals took place before this movement, i. e. in the original place of deposition.

The Brazilian deposit near Bom Jesus dos Meiras in the State of Bahia has asimilar (i. e. hydrothermal) origin. The author considers as source rock the talc schist cut through by vertical dykes which were filled by coarse-grained emerald-bearing dolomites. His opinion is directly opposed to that of E. Pogue; the emeralds are found only in pockets of the dolomites.

As the emeralds deposits are connected exclusively with monophasic pneumatolytic and hydrothermal and polyphasic pegmatitic veins, but not with polyphasic ones, there is no reason to expect in the Lintopr crystalline area where only liquid-magmatic veins are met with, either emerald-bearing deposits or other rare minerals connected with pneumatolysis and hydrothermal phenomena.

П Е Ч А Т К И

Стран.	Строка	Напечатано	Следует
6	13 св.	слюдяный	слюдяной
9	24 "	$4\text{HCa}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3\text{---Si}_3\text{O}_{13}$	$4\text{HCa}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3 \text{Si}_3\text{O}_{13}$
14	19 сл.	триантит	цвантит
19	8 св.	слюдяный	слюдяной
19	11 "	маруидитовые	маруидитовые
25	22 "	Бронзит	Бронизит
29	Подп. к рис. 2	алит	альбит
30	1 св.	, по уравнению (15),	(по уравнению 15),
30	Подп. к рис. 5	термолит	тремолит
33	Подп. к рис. 11	высокого	талькового
46	1—2 св.	chrysoberyl	chrysoberyl
47	24 сл.	Mina	Mine
48	1 св.	emeralds	emerald