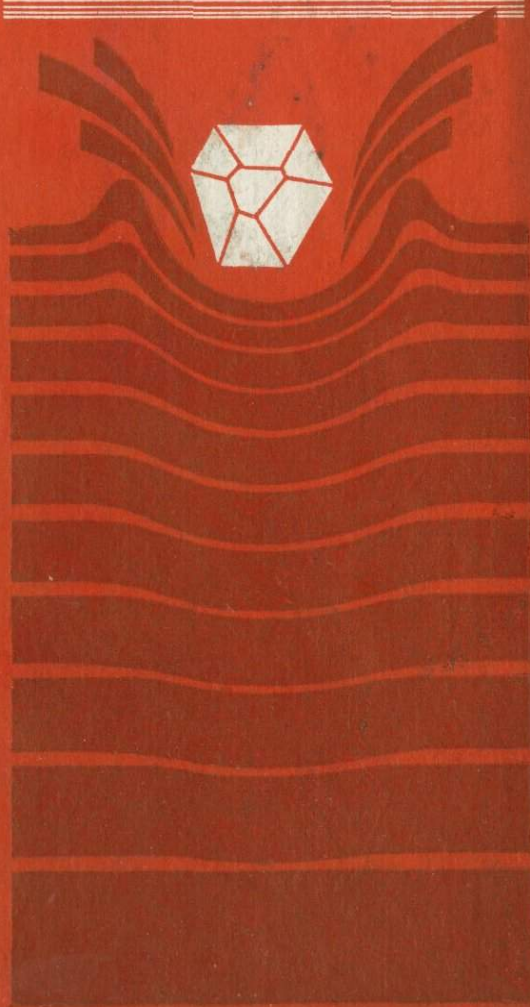


# ИМПАРЖИТЫ



# ИМПАКТИТЫ

Под редакцией А. А. Маракушева

3562

Издательство  
Московского университета  
1981





*Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Московского университета*

**Рецензенты:**

доктор геолого-минералогических наук  
*И. П. Иванов,*  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор *Т. И. Фролова*

**Импактиты.** Под ред. А. А. Маракушева. — М.:  
Изд-во МГУ, 1981 г. С ил., табл., 240 с.

Монография знакомит с современными представлениями о геологии астероидов — структур, возникающих при соударении с Землей крупных метеоритов. Рассмотрено строение конкретных структур на территории СССР (Янисъярви, Карской, Шупак и др.), приведены их геологические, петрографические, минералогические и геохимические особенности; проанализированы специфика формирования и отличия от эндогенных образований Земли. Описаны экспериментальные исследования ударного метаморфизма.

И 20805—018 — 172—81 1904020000  
077(02)—81

© Издательство Московского университета, 1981 г.

## Введение

В настоящее время ни у кого не вызывает сомнений важная роль метеоритного кратерообразования в формировании поверхности Луны. Многочисленные данные, полученные советскими и американскими учеными, содержат материал по морфологии кратеров и по ударно-метаморфизованным горным породам и минералам. Эти достижения дали мощный толчок исследованию метеоритных кратеров на Земле, где более благоприятные условия для изучения импактных процессов, формируемых ими геологических структур и пород. На Земле этому способствует более точный геологический контроль взятия образцов и проб, возможность интенсивного опробования и анализа материалов, образующихся на разных этапах процесса, и, конечно, более широкий охват условий его протекания: по строению мишени, ее физическим и химическим свойствам, размерам структур, их возрасту и т. п. Именно поэтому и возникло новое направление в геологии — изучение космогенных структур на нашей планете. За последние годы оно получило развитие в СССР, что нашло свое отражение в появлении большого числа статей и первых обзорных монографий.

Авторский коллектив настоящей работы видел свою задачу прежде всего в изложении фактического материала, накопленного при детальном изучении метеоритных кратеров СССР, в сопоставлении его с данными по астроблемам других регионов Земли. Необходимо было также отразить первые результаты экспериментальных исследований ударного метаморфизма. Этим и определяется тематика и соотношение объемов отдельных разделов книги: более 2/3 ее посвящено описанию конкретных структур (гл. IV—VIII) и изложению экспериментальных исследований (гл. II). Приведено также обзорное изложение накопленных в советской и зарубежной науке сведений об астроблемах Земли (гл. I). Специально рассмотрены мало исследованные или очень важные для правильной диагностики астроблем вопросы об эрозионном «стирании» этих структур (гл. IX), петрохимических характеристиках ударных расплавов (гл. X), планарных деформациях минералов (гл. III).

Основу монографии составили материалы, собранные и обработанные сотрудниками кафедры петрографии геологического фа-

культета МГУ В. И. Фельдманом, Л. Б. Грановским, Л. В. Сазоновой, Н. Н. Каротаевой (Никишиной), Д. Д. Бадюковым, кафедры исторической геологии геологического факультета МГУ В. Г. Тихомировым, Комитета по метеоритам АН СССР А. И. Дабижей, ИГ и Г СО АН СССР С. А. Вишневым, Полярно-Уральского ПГРО МГ РСФСР Г. Я. Пономаревым. Большой вклад в полевые и камеральные исследования внесли студенты геологического факультета МГУ (1976—1979) Т. Г. Бутенко, Е. Г. Баркова, И. Г. Капусткина (Наумова), А. И. Алюнин, Н. Н. Сергеев, А. М. Никишин, А. В. Косяков, Н. А. Алпатова, А. А. Носова, Е. Б. Курдюков, О. Р. Богданович. В обработке материалов по кратеру Шунак принимала участие сотрудница кафедры петрографии Л. И. Глазовская.

Большая часть лабораторных исследований пород и минералов проводилась в лабораториях кафедр петрографии, минералогии, геохимии и кристаллографии геологического факультета МГУ авторами работы при консультациях А. Д. Ракчеева, И. И. Плюсниной, Л. А. Борисенко, которым авторы выражают свою глубокую благодарность. Силикатные анализы горных пород выполнялись в лаборатории Нарофоминской комплексной экспедиции ВИМС рентгеноспектральным методом, за исключением воды и закисного железа (химический анализ), натрия и рубидия (фотометрия пламени). Редкие земли, уран и торий анализировались нейтрон-активационным методом в Бронницкой лаборатории ИМГРЭ.

В процессе полевого и камерального изучения астроблем СССР ход и результаты работ неоднократно обсуждались с зав. лабораторией сравнительной планетологии Института геохимии АН СССР К. П. Флоренским, сотрудниками этой лаборатории А. Т. Базилевским, О. И. Яковлевым, Л. С. Тарасовым, А. В. Ивановым и другими, а также с сотрудником Института Физики Земли АН СССР Б. А. Ивановым. Авторы весьма признательны им за полезные и интересные дискуссии по изучаемым проблемам.

В процессе полевых работ большая помощь была оказана начальником Чаунской КГРЭ СВГУ В. И. Лаштабегом и начальником Балхашской КГГФЭ Б. С. Зейликом.

И наконец, работа вряд ли была бы возможна без благожелательной и внимательной поддержки зав. кафедрой петрографии МГУ проф. А. А. Маракушева и профессора этой же кафедры Л. Л. Перчука, а поэтому авторы считают своим приятным долгом поблагодарить их.

Поскольку работы по изучению астроблем продолжаются, авторы будут благодарны за все критические отзывы и замечания, направленные по адресу: 117234 Москва, МГУ, геологический факультет, кафедра петрографии.



## Глава I

### АСТРОБЛЕМЫ ЗЕМЛИ

Термин «астроблема» был предложен для обозначения структур, возникающих в точках соударения метеоритов с поверхностью Земли (Dietz, 1960), и в буквальном переводе с греческого означает «звездная рана». Введение этого термина отразило возросший интерес геологов к выявлению и изучению ископаемых метеоритных кратеров.

Существуют разночтения относительно объема его содержания: в одних случаях выделяются современные метеоритные кратеры в противовес астроблемам (ископаемым метеоритным кратерам), в других случаях под астроблемами понимаются лишь «крупные» структуры (без уточнения нижней границы). В настоящей работе термины «астроблема» и «метеоритный кратер» считаются синонимами.

Ниже приводится самая общая характеристика астроблем, поскольку подробно основные вопросы их морфологии, образования и классификации разобраны в монографиях «Метеоритные структуры на поверхности планет» (1979) и «Космогенные структуры Земли» (1980).

#### I. 1.

##### РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ АСТРОБЛЕМ

В настоящее время на Земле известно около 100 структур, которые можно с достаточной достоверностью считать астроблемами («Космогенные...», 1980). В наиболее полном каталоге, включающем и достоверные, и предполагаемые метеоритные кратеры, их общее количество достигает 230 (Classen, 1977). Из числа достоверных кратеров 36 приходится на Северную Америку (12 в США и 24 в Канаде), 28 на Европу, 13 на Азию, по 8 на Австралию и Африку, 4 на Южную Америку. На территории СССР насчитывается 27 структур (18 в европейской части страны и 9 в азиатской). Из этого ясно следует, что наибольшее количество кратеров находится на геологически хорошо изученных территориях (Европа, Сев. Америка), а в геологическом отноше-

Таблица I-1  
Возраст астроблем

Возраст, млн. лет	Количество	
	шт.	%
0—100	18	41,0
100—200	7	15,9
200—300	4	9,1
300—400	7	15,9
400—500	2	4,5
500—600	3	6,8
600—700	—	—
700—800	1	2,3
1700—1800	1	2,3
1900—2000	1	2,3

Таблица I-2  
Диаметры астроблем

Диаметр, км	Количество	
	шт.	%
0,5	11	11,5
0,5—1,0	1	1
1—2	9	9,4
2—4	14	14,6
4—8	17	17,7
8—16	18	18,7
16—32	12	12,5
32—64	9	9,4
64—128	5	5,2

нии большинство кратеров фиксируется на платформах (где они лучше сохраняются, чем в подвижных зонах).

Попытки оценить возможное количество кратеров на поверхности Земли (Hartmann, 1965, 1972; Скрынник, 1977а) показывают, что за последний миллиард лет должно было произойти около миллиона столкновений с метеоритами, сопровождавшихся формированием кратеров крупнее 1 км в поперечнике. Для суши это количество естественно меньше, но все же за фанерозой (600 млн. лет) составляет примерно 108 тыс. кратеров диаметром 1 км и более. Большинство из них перекрыто более молодыми осадками или уничтожено эрозионными процессами. Тем не менее считается, что «резерв» еще не открытых структур составляет 200—900 кратеров размером главным образом 1—10 км в поперечнике (Шорт, 1968; Вальтер и др., 1978).

## 1.2. ВОЗРАСТ АСТРОБЛЕМ

Возраст достоверных астроблем колеблется в широких пределах (табл. I-1): от современных кратеров Сихотэ-Алинского метеоритного дождя (СССР), образовавшихся 12 февраля 1947 г., до структуры Вредефорт (ЮАР), возникшей 1970 млн. лет назад. Самым древним кратером на территории СССР является Янисьярви в Карелии (700—720 млн. лет). Неравномерность распределения кратеров по возрасту отражает возможности их сохранения в истории развития Земли. Именно с этим связано резко повышенное количество молодых кратеров — 15,9% до 1 млн. лет. Это подтверждается также общей тенденцией к увеличению диаметра кратеров с возрастом. Для 43 кратеров, обеспеченных радиологическими определениями возраста («Космогенные...», 1980), коэффициент корреляции между возрастом и диаметром  $r=0,45$  (при  $r_{0,99}=0,39$ ).

### 1.3.

#### РАЗМЕРЫ И МОРФОЛОГИЯ АСТРОБЛЕМ

Размеры (диаметры) метеоритных кратеров колеблются в очень широких пределах: от 25 м (главный кратер Сихотэ-Алиньского метеоритного поля в СССР) до 100 км (Попигай, СССР). Наиболее часто встречаются кратеры среднего размера с поперечником 8—16 км, а большая часть их (70 из 96) принадлежит к структурам размером 2—32 км (табл. 1-2). К мелким (менее 0,5 км) здесь отнесены также главные кратеры 5 кратерных полей, содержащих от 4 до 200 кратеров (Сихотэ-Алиньского и Каали в СССР, Вабар в Саудовской Аравии, Кампо-дель-Сиело в Аргентине, Хенбери в Австралии). Геологическое значение мелких ( $n \times 10$  м —  $n \times 100$  м) кратеров крайне мало вследствие их плохой сохранности во времени. Все кратеры поперечником менее 0,5 км моложе 1 млн. лет, а возраст многих из них исчисляется сотнями (Соболевский в СССР) или тысячами (Каали в СССР, Кампо-дель-Сиело в Аргентине) лет. Однако свежесть этих кратеров позволяет изучать ряд характеристик, утраченных ископаемыми структурами.

По морфологии среди кратеров выделяются простые и сложные. Простые имеют диаметр до 2—2,5 км в осадочных породах и до 4—7 км в кристаллических образованиях и представляют собой по форме несколько уплощенные чаши с глубиной около 1/3 диаметра, обычно округлой формы в плане. Однако в зависимости, вероятно, от строения мишени очертания кратера в плане могут варьировать, приближаясь к квадратной (кратер Метеор или Аризонский в США), шестигранной (Вульф Крик в Австралии) или к неправильной форме. В последнем случае это может быть также связано со слиянием нескольких кратеров (Вабар в Саудовской Аравии, Хенбери в Австралии), модификацией тектоническими (Садбери в Канаде) или эрозионными процессами.

Сложные кратеры характеризуются центральным поднятием (центральной горкой), а с возрастанием размеров (более 25—30 км) и кольцевыми поднятиями. Перекрытие размеров кратеров с разной морфологией отражает влияние на строение кратеров сложного сочетания размеров и скорости падающего тела, геологического строения и состава мишени. Если простые кратеры в общем достаточно понятны в свете проведенных в разных странах экспериментов (Базилевский, Иванов, 1977), то для объяснения механизма формирования структур сложной морфологии имеющиеся данные недостаточны. Это становится особенно ясным из обзора гипотез возникновения центрального поднятия (Скрынник, 1977б), предложенных разными авторами: излияния расплава (ударного или тригерного), падение выбросов, оползание дробленого материала, ударный супермегаконус, изостатическое выравнивание, механические последствия удара (упругая отдача,



отраженная волна, колебательный процесс). Фактический геологический материал позволяет считать наиболее вероятной причиной появления центральных поднятий упругую отдачу (Ivanov, Basilevsky, 1979), но пониманию структуры сложных кратеров мешает отсутствие экспериментов в условиях, близких к природным, — пока не моделировались удары по сложным слоистым и складчатым мишеням разных типов, мишеням с расчлененным рельефом, с различными углами встречи снаряда со сложной мишенью и т. д.

#### I. 4.

##### ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ АСТРОБЛЕМ

По предложению В. Л. Масайтиса породы, слагающие астроблемы, подразделяются на пять структурно-литологических комплексов (рис. I-1, Б), которые «имеют каждый свое внутреннее строение, различаются по составу пород и обычно отделяются друг от друга четкими поверхностями раздела» (Масайтис, 1977).

*Цокольный* комплекс включает породы мишени (осадочные, изверженные, метаморфические), раздробленные и деформированные в прилегающей к дну кратера зоне. При удалении от кратера эти изменения быстро сходят на нет. *Коптогенный* комплекс (от греч. копто — ударять, разрушать ударами) состоит из обломочных и расплавных импактитов. *Заполняющий* комплекс сложен осадочными (обломочными, хомогенными, биогенными) породами, образовавшимися в озерном или морском бассейне, заполнившем кратер, и залегающими поверх импактитов. Породы этого комплекса со временем нивелируют кратер. *Перекрывающий* комплекс представлен осадочными и (или) вулканогенными породами, имеющими региональное распространение. Эти отложения захороняют всю кратерную постройку, делая ее выявление достаточно сложным. *Инъекционный* комплекс — интрузии магматического расплава в породы коптогенного комплекса, связанные прямо (или косвенно) с образованием кратера.

Изученность внутреннего строения кратеров (как и их морфологии) пока еще крайне низка ввиду того, что большинство кратеров плохо откартировано (в частности, ощущается острая нехватка буровых и геофизических работ), и поэтому необходимая степень ясности о генетических типах пород и их взаимоотношениях отсутствует. Излагаемые в большинстве сводных работ (в том числе и в этой) схемы таких взаимоотношений дают лишь самые общие представления о механизме и условиях процесса образования кратеров, что заставляет относиться к ним с известной осторожностью.

В истории каждой астроблемы можно выделить три этапа: 1) предшествующий (когда формируется вещественный и структурный облик мишени, определяющий многие особенности импактитов и морфологии кратера); 2) этап соударения (когда геоло-

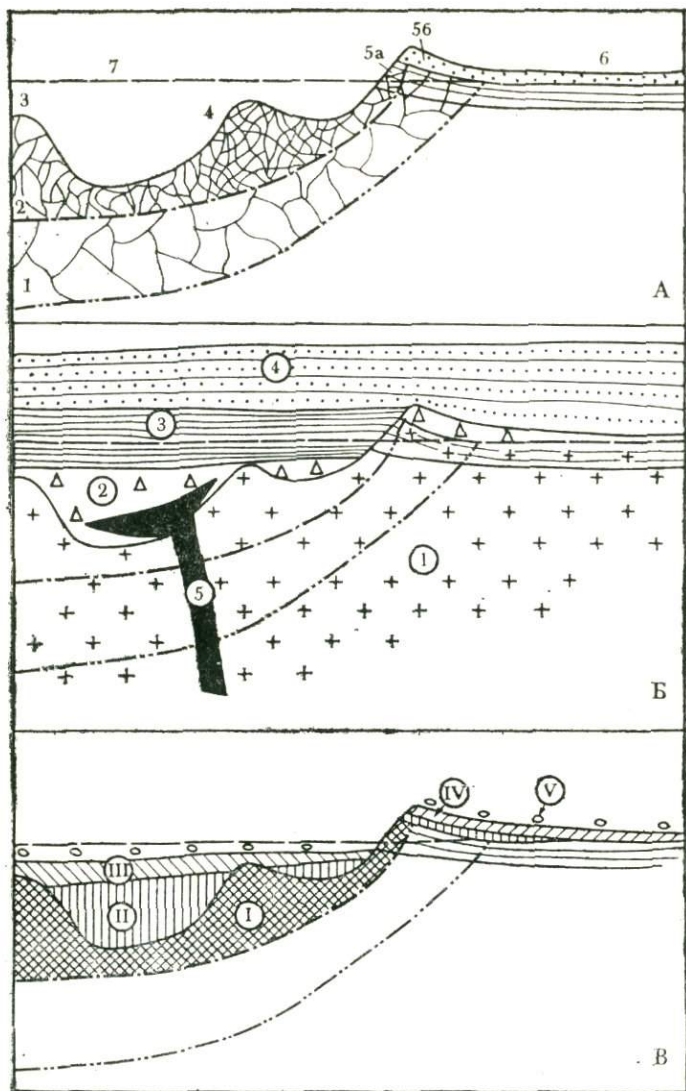


Рис. 1-1. Некоторые особенности строения астроблем.

А — основные элементы морфологии кратера: 1 — граница зоны трещиноватости, 2 — граница зоны аутигенных брекчий, 3 — центральное поднятие (гора), 4 — кольцевое внутреннее поднятие, 5 — кольцевой вал докольный (а) и насыпной (б), 6 — зона закратерных выбросов, 7 — первоначальная поверхность мишени.

Б — структурно-литологические комплексы астроблем (по В. Л. Масайтису): 1 — докольный, 2 — коптогенный, 3 — заполняющий, 4 — перекрывающий, 5 — инъекционный.

В — фации импактитов: I — докольная, II — донных потоков, III — аэродинамическая возвращенная, IV — аэродинамическая выброшенная, V — тектитов

Таблица 1-3

Энергия и длительность некоторых катастрофических геологических процессов

Процесс	Энергия, эрг	Длительность, с
Землетрясения:		
Ашхабад, 5.10. 48 г. . . . .	$1 \times 10^{23}$	} до $10^5$
Сан-Франциско, 18.06. 06 г. . . . .	$1 \times 10^{24}$	
Аляска, 28.03. 64 г. . . . .	$1 \times 10^{25}$	
Извержения вулканов:		
Шевелуч, 12.11. 64 г. . . . .	$1,8 \times 10^{21}$	} $10^3 - 10^5$
Безымянный, 30.03. 56 г. . . . .	$4 \times 10^{23}$	
Кракатау, 1883 г. . . . .	$1,81 \times 10^{26}$	
Тамбора, 1815 г. . . . .	$1,44 \times 10^{27}$	
Образование метеоритных кратеров:		
диаметром 1 км . . . . .	$10^{20} - 10^{25}$	$10^{-1}$
диаметром 100 км . . . . .	$10^{30}$	10

гически мгновенно образуется сложнейшая постройка кратера); 3) этап модификации (когда эта постройка изменяется под действием сил изостатического выравнивания, тектонических движений и эродирующего воздействия экзогенных процессов). Модификация очень сильно изменяет облик астроблем, затрудняя их идентификацию и изучение. Особенно это относится к процессам эрозии (в связи с чем им посвящена специальная гл. IX).

## 1.5.

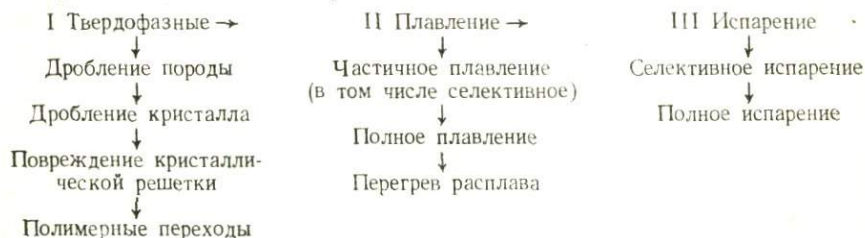
### ГОРНЫЕ ПОРОДЫ АСТРОБЛЕМ — ИМПАКТИТЫ

Специфическое отличие процесса образования метеоритного кратера от других катастрофических геологических явлений (извержений вулканов, землетрясений) состоит в выделении огромных количеств энергии за сверхмалые отрезки времени (табл. 1-3). Энергия, сопоставимая или равная энергии крупнейших вулканических и тектонических катастроф, реализуется при формировании кратера за время, меньшее на 4—6 порядков. Кроме того, при образовании кратера вся эта энергия выделяется в виде одного импульса, тогда как при вулканических извержениях или землетрясениях имеет место серия пароксизмов (толчков). Такие различия в характере выделения энергии и определяют необычность преобразований пород и минералов земной коры — мишени, подвергшейся удару метеорита.

Энергия, выделяющаяся при соударении метеорита с Землей, представляет собой кинетическую энергию его движения, и ее величина определяется как массой космического тела, так и его



скоростью. При столкновении эта энергия реализуется в механических (сжатие и дробление) и тепловых (плавление и испарение) преобразованиях вещества мишени («Космогенные...», 1980), происходящих в чрезвычайно высокоградиентном поле. В нем от эпицентра к краям сменяются следующие зоны: 1) зона испарения (где давление достигает  $10^3$ — $10^4$  кбар, а температура  $10^4$  °С), 2) зона плавления (внешняя граница которой имеет примерно  $0,6 \times 10^3$  кбар и  $1,5 \times 10^3$  °С), 3) зона полиморфных переходов (которая ограничена примерно  $10^2$  кбар и  $10^2$  °С) и 4) зона интенсивного дробления горных пород (постепенно переходящая в ненарушенные образования земной коры). В импактитогенезе участвуют следующие физические процессы.



Сжатие пород под действием ударной волны, распространяющейся из точки соударения со скоростью несколько километров в секунду (в осадочных породах 3—5 км/с), происходит за очень короткие промежутки времени (не более 0,1 с), а нарастание давления от обычных для поверхности Земли величин до максимальных значений за  $10^{-5}$ — $10^{-7}$  с. Высокая градиентность поля ударного (импактного) метаморфизма определяется быстрым затуханием давления на фронте ударной волны, которое обратно пропорционально расстоянию от точки удара (примерно  $r^{-2 \div 3}$ ).

В грубой оценке соотношения объемов дробленого, плавленого и испаренного вещества составляют 100:0,1:0,01. Дробленный и плавленый материал перемещается по дну полости кратера центробежными потоками, выбрасывается вверх и в стороны по баллистическим траекториям. Выбрасывается около 3/4 дробленого материала, а 1/4 вдавливается в основание кратера. Часть выброшенного материала падает обратно в кратер, остальной оказывается за его пределами, формируя насыпной вал и закратерные выбросы. При этом происходят интенсивное перемешивание дробленого и плавленого вещества и очень грубая его сортировка. Породы, слагавшие верхнюю часть мишени вблизи эпицентра, оказываются перемещенными дальше и преобразованными сильнее, нежели материал из более глубоких частей мишени. С другой стороны, более мелкие фрагменты пород и расплава выбрасываются выше и дальше, что приводит к более тонкообломочному строению внешних (относительно кратера) зон закратерных выбросов и верхних горизонтов обломочных пород коптогенного комплекса.

Таблица I-4

Общая схема классификации импактитов по условиям образования («Космогенные...», 1980)

Степень ударно-метаморфических преобразований		Степень перемещения материала	
		аутигенные (автохтонные) — неперемещенные	аллогенные (аллохтонные) — перемещенные
Дробление	слабое	катаклазиты	
	интенсивное	брекчии	брекчии
Литификация (частичное плавление)			псевдобрекчии
Плавление		псевдотахилиты	расплавные породы
Смешанные образования			зювиты

Характер и дальность транспортировки вместе с условиями отложения и захоронения дробленного и плавленого материала находят отражение в облике и составе импактитов. Все вместе взятое позволяет предложить расчленение импактитов на фации, отражающие условия их формирования. В настоящее время можно говорить о пяти таких фациях: цокольной, донных потоков, аэродинамической возвращенной, аэродинамической выброшенной и тектитов (рис. I-1, B). Интенсивное перемешивание вещества, испытавшего разную степень ударного метаморфизма, приводит к тому, что в пределах одной фации можно видеть разные импактиты.

Как было показано ранее (Stöffler, 1971a; Белов и др., 1975; Вишневский и др., 1975; «Космогенные...», 1980), термин «импактит» наиболее правильно применять для «характеристики всех типов измененных при ударе пород, прямо связанных с ударными кратерами» (Stöffler, 1971a), а для классификации импактитов использовать два признака (табл. I-4): степень ударно-метаморфических преобразований и степень перемещения продуктов преобразования. Это позволяет, с одной стороны, выделить три группы пород, возникшие при дроблении, плавлении и перемешивании продуктов дробления и плавления, а с другой — разграничить аутигенные (автохтонные) образования, не испытавшие существенных перемещений, и аллогенные (аллохтонные), переотложенные в пределах кратера или вне его. Для более дробных подразделений внутри каждой из групп используются характер обломков (лито-, кристалло- и витрокласты), их размеры, характер цемента (матрицы), качественные и количественные соотношения этих признаков (структурно-текстурные характеристики) и другие



особенности пород (Масайтис и др., 1978; «Космогенные...», 1980; и др.).

Разные типы импактитов имеют неодинаковое количественное значение и от кратера к кратеру, и от фации к фации. Кроме того, существуют многочисленные переходные разности, которые подчеркивают условность классификации импактитов и границ между ними по любому выбранному признаку.

Тем не менее в *цокольной фации* преобладающим развитием пользуются аутигенные брекчии; здесь же описаны псевдотахилиты. Фация *донных потоков*, объединяющая аллохтонный материал, транспортированный волочением по дну, содержит аллогенные брекчии различной размерности (клиппеновые брекчии, мегабрекчии, глыбовые брекчии и т. д.), расплавные породы (представленные тагамитами разной степени кристалличности, от гипидиоморфных до существенно стекловатых) и смешанные породы — зювиты. Общей особенностью для всего разнообразия аллогенных пород донной фации являются сложность контактовых взаимоотношений, наличие взаимных включений и пересечений, «горячий» характер контактового взаимодействия, свидетельствующий о консолидации этих пород в высокотемпературных условиях, до полного остеклования расплава.

Напротив, породы *аэродинамических фаций* и *тектиты* отличаются отложением уже после остеклования и существенного охлаждения расплава, которые происходят в процессе транспортировки фрагментов пород мишени и расплава по баллистическим траекториям. На это указывают «холодные» контакты расплавных и обломочных образований, аэродинамическая скульптура на поверхности сложенных стеклом бомб и лапилли. В зависимости от характера траектории поднятый в воздух материал может быть либо возвращен в кратер, либо выброшен из него (что и определяет принадлежность к *возвращенной* или *выброшенной аэродинамической фации*). В этих фациях описаны как обломочные (мелко- и тонкоразмерные брекчии), так и смешанные (зювиты) образования. Продукты застывания ударного расплава не образуют здесь самостоятельных геологических тел, а известны лишь в составе зювитов.

Фация *тектитов* представляет собой порцию расплава, испытавшую наибольшую переработку при баллистической транспортировке. При этом подвергается модификации не только внешняя форма фрагментов расплава, но и химический состав их. В настоящее время доказана связь с конкретными кратерами для трех групп тектитов: молдавитов с кратером Рис в ФРГ (Bouška, 1978), тектитов Берега Слоновой Кости с кратером Босумтви в Гане (Rybach et al., 1969) и иргизитов с кратером Жаманшин в СССР (Флоренский, 1975a). Особенности распространения состава и структуры тектитов позволяют считать их фрагментами импактного расплава, испытывающими перенос в десятки и сотни километров.



## 1. 6.

### ПРИЗНАКИ УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Несмотря на слабую изученность процесса ударного метаморфизма в целом, в настоящее время имеются твердо установленные специфические признаки, которые позволяют отличать продукты дробления и плавления, образующиеся при соударении метеорита с Землей, от похожих пород, возникающих при иных геологических процессах. Наиболее яркие из них: образование конусов разрушения; диаплектовые преобразования в минералах; появление высокобарных фаз.

Перечисленные признаки относятся к твердофазным процессам. Для расплавных пород пока приходится довольствоваться комплексом не вполне однозначных признаков или косвенных доводов.

#### 1. 6. 1.

#### КОНУСЫ РАЗРУШЕНИЯ

Конусы разрушения возникают во внешних частях зоны дробления (при нагрузках 20—100 кбар). Это специфические текстуры, сформированные трещинами, по которым порода при ударе молотком распадается на конические фрагменты с поверхностями, покрытыми дихотомически ветвящимися бороздами. Конусы имеют различную заостренность — угол их лежит в пределах от 15 до 120° в зависимости от физико-механических свойств породы. Он больше в плотных, крепких, массивных, относительно грубозернистых породах (граниты, диориты, крупнозернистые песчаники) и меньше в мягких, мелкозернистых (алевролиты, известняки).

Полевые наблюдения (гл. VII, Dietz, 1972; и др.) и экспериментальные данные (Gash, 1971; Roddy et al., 1969; Schneider et al., 1976) показывают, что конусы возникают при встрече ударной волны с поверхностями раздела (границы пластов, прослоев, трещины и т. п.) и вершинами обращены в сторону эпицентра взрыва. Последнее обстоятельство делает их важным средством геологических реконструкций. Однако для этих целей естественно пригодны лишь конусы, находящиеся в коренном залегании (в аутигенных брекчиях). Конусы разрушения, широко наблюдающиеся в аллогенных брекчиях, имеют произвольную ориентировку, поскольку после образования испытали перемещение. Естественно, такие текстуры не могут быть использованы для палеоморфологических построений.

## 1.6.2.

### ДИАПЛЕКТОВЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В МИНЕРАЛАХ

Диаплектовые преобразования в минералах охватывают разнообразные по своей природе процессы, которые в целом приводят к вырождению кристаллического вещества — превращению его в оптически изотропное и рентгеновски аморфное диаплектовое стекло («Космогенные...», 1980). К этим преобразованиям (по мере нарастания ударных нагрузок) относятся дробление минералов, появление в них планарных деформаций, изотропизация и термическое разложение.

**Дробление** минералов проявляется на самых ранних стадиях (при нагрузках до 20—50 кбар) и сопровождается развитием незакономерной сети трещин, как правило, без существенных смещений фрагментов минерала. Дробление вызывается силами растяжения при разгрузке породы после прохождения ударной волны.

**Планарные деформации** в зависимости от силы ударной волны имеют разный характер (см. гл. II и III). Сначала в минералах появляются *планарные трещины*, напоминающие трещины спайности, но обладающие значительно большей плотностью на единицу поверхности и имеющие более разнообразную ориентировку. Планарные трещины — открытые структуры, они формируются на начальных стадиях разгрузки при ударных давлениях более высоких, чем вызывающие дробление, и лежащих для кварца и полевых шпатов в пределах 50—100—150 кбар.

При более высоких нагрузках (примерно до 300 кбар для кварца и полевых шпатов) деформация вещества происходит уже в процессе сжатия и заключается в сколжении блоков кристаллической решетки относительно друг друга. Это проявляется в возникновении *планарных элементов* — очень тонких (1—2 мкм) ламелей изотропного вещества или включений (высокобарных фаз, стекла), имеющих высокую плотность развития по площади. Ориентировка планарных элементов отличается от положения планарных трещин тем, что по мере повышения давления проявляются все новые направления и увеличивается роль плоскостей, крайне редко или совсем неизвестных в виде плоскостей спайности, плоскостей срастания двойников или граней кристаллов в обычных геологических условиях.

К планарным деформациям относятся также *деформационные пояса* (полосы смятия), *мозаицизм*, *двойникование* (см. гл. III), но эти преобразования наблюдаются в широком интервале давлений и, кроме того, известны не только в ударно-метаморфизованных (импактированных) минералах, но образуются также при процессах статического нагружения пород. Поэтому они не могут являться однозначными критериями ударного метаморфизма.

Важно подчеркнуть, что одни и те же нагрузки вызывают в разных минералах неодинаковые по интенсивности преобразова-



ния и устойчивость минералов в этом отношении растет от каркасных силикатов к силикатам с одиночными тетраэдрами.

Повышение ударной нагрузки, помимо планарных деформаций, вызывает изменение оптики минералов — понижается их показатель преломления и уменьшается величина двойного лучепреломления, что приводит в конце концов к полной **изотропизации** вещества — образованию диаплектового стекла. Оно отличается от расплавленного стекла (т. е. стекла, полученного путем закалки расплава) меньшей величиной диффузной горки на дифрактограммах, но так же, как расплавленное стекло, не дает отражений, свидетельствующих о наличии кристаллических фаз («Космогенные...», 1980). Такая картина, по-видимому, является результатом сверхтонкого дробления кристалла, в результате чего микроблоки кристаллической решетки уже перестают «ощущаться» рентгеновскими лучами. Специфически выглядят диаплектовые стекла и на кривых поглощения в видимой и инфракрасной областях спектра (см. гл. VII).

Для некоторых минералов в импактитах описаны явления *термического разложения*, заключающегося в замещении из-за высоких остаточных (послеударных) температур исходного минерала агрегатом более простых. Так при 1800—1900°C происходит разложение циркона на бадделейт и кварц, описанное во многих кратерах (El Goresy, 1968; и др.), при температурах более 1000°C происходит разложение биотита на магнетит и санидин (или магнетит и стекло в зависимости от температуры и характера охлаждения). Для цветных железосодержащих силикатов продукты термического разложения внешне иногда напоминают результаты опацинизации, отличаясь от последних тем, что замещение охватывает весь минерал, а не образует каймы. При этом хорошо сохраняется зональность исходного минерала, что подчеркивает быстроту и изохимичность процесса.

### 1.6.3.

#### ВЫСОКОБАРНЫЕ ФАЗЫ

К высокобарным фазам, выявленным в астроблемах, относятся полиморфные модификации кремнезема (коэзит и стишовит) и углерода (алмаз и лонсдейлит). Коэзит и алмаз известны и в других типах пород, и типоморфными для метеоритных структур являются не они сами, а определенные парагенезисы, в которых они наблюдаются. Стишовит и лонсдейлит, напротив, в земной коре и верхней мантии образовываться не могут, и сам факт их находки указывает на ударный метаморфизм вмещающих их пород.

Коэзит и стишовит принадлежат к моноклинной и тетрагональной сингониям и отличаются от тригонального кварца более высокой плотностью (2,85—3,0 и 4,28—4,35 г/см<sup>3</sup> соответственно про-



тив 2,63—2,67 г/см<sup>3</sup> у кварца). Аналогично изменяются и некоторые другие их свойства — показатель преломления, например, растет от 1,553 ( $n_e$ ) у кварца до 1,597—1,604 ( $n_g$ ) у коэсита и 1,826—1,845 ( $n_g$ ) у стишовита. Многочисленные экспериментальные исследования показывают («Космогенные...», 1980), что граница кварц — коэсит проходит примерно через точки 30 кбар — 800°C и 40 кбар — 1600°C, а нижняя граница поля стишовита отвечает линии 100 кбар — 400°C и 115 кбар — 800°C.

Поэтому коэсит известен не только в метеоритных кратерах, тектитах и фульгуритах (Дэна и др., 1966), в кратерах химических и ядерных взрывов, но также в мантийных эклогитах (Пономаренко и др., 1977) и в виде включений в кимберлитовых алмазах (Соболев и др., 1976). В то же время все восемь находок стишовита сделаны в метеоритных кратерах — Метеор в США (Chao et al., 1962), Рис в ФРГ (Engelhardt et al., 1969), Попигай в СССР (Вишневский и др., 1975), Вредефорт в ЮАР (Martini, 1978), Янисъярви (см. гл. VII; Feldman et al., 1979), Логойском (Гуров и др., 1980), Терновском (Масайтис и др., 1980) и Эльгыгьтгын в СССР (Гуров и др., 1979).

Коэсит в некоторых случаях наблюдается под микроскопом, стишовит из-за крайне мелких ( $n$  мкм) размеров в шлифах, как правило, наблюдать не удается. Для диагностики этих минералов приходится прибегать к специальным методам обогащения (Stöfler, 1971b) с последующим изучением рентгенограмм и ИК-спектров концентрата.

При нормальных условиях коэсит и стишовит сохраняются сколь угодно долго (Дэна и др., 1966), во всяком случае, для них установлен возраст 1970 млн. лет (кратер Вредефорт в ЮАР). Однако, будучи метастабильными при нагревании в условиях низких давлений, оба этих минерала переходят в кварц, с чем связаны крайне низкие их содержания в породах астроблем, обычно не превышающие 0,0 $n$ —0,1 $n$  %.

Высокобарные полиморфные модификации углерода (алмаз и лонсдейлит) описаны пока лишь в двух кратерах: Попигай в СССР (Масайтис и др., 1972; Вишневский и др., 1975) и Рис в ФРГ (Рост и др., 1978). Алмазы импактитов по своим кристалломорфологическим особенностям и некоторым физическим свойствам отличаются от кимберлитовых алмазов («Космогенные...», 1980), но из-за очень мелких ( $n \times 100$  мкм) размеров и малых содержаний в породах требуют специальных методов обогащения (Масайтис и др., 1972), поэтому их выявление сильно затруднено. Однако присутствие специфических импактных алмазов указывает на обстановку анизотропной динамической нагрузки (Lipschuts, 1962), величина которой в случае установления лонсдейлита могла достигать 500—700 и более кбар (Hannemann, 1967).

#### 1.6.4.

##### ПРИЗНАКИ

##### УДАРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В РАСПЛАВНЫХ ПОРОДАХ

Расплавные породы, как уже говорилось, имеют различный облик в зависимости от условий застывания расплава. Поэтому они не несут признаков ударно-метаморфического происхождения сами по себе, а отражают уровень перегрева над ликвидусом и скорость падения температуры. Первое проявляется в специфических кристаллохимических особенностях тектитов, которые являются наиболее высокотемпературными и наиболее быстро застывшими (наиболее резко закаленными) порциями импактного расплава (см., например, Гендлер и др., 1977). Вариации скорости остывания расплава реализуются в различной степени кристалличности получающихся продуктов: от высокооднородных стекол тектитов или тонких прожилков в импактитах (Сазонова и др., 1980) до гипидиоморфных мелкозернистых пород Маникуагана (Flogan et al., 1978).

Специфика химизма ударных расплавов сложна и весьма слабо изучена (см. гл. X). Более надежным и менее трудоемким критерием импактной природы расплава является наличие в нем ксенолитов пород и минералов мишени с признаками ударного метаморфизма различной интенсивности — диаплектовых минералов и диаплектовых стекол, высокобарных фаз, мономинеральных плавленых стекол и т. д. Именно этот критерий (вместе с геологическими условиями нахождения пород) и используется в большинстве случаев для диагностики импактных расплавных пород.

#### 1.6.5.

##### СТАДИИ УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Используя степень ударно-метаморфических изменений пород и минералов, можно построить шкалу для определения силы ударного воздействия. Это затрудняется тем, что для разных минералов сходные преобразования требуют неодинаковых нагрузок (см. гл. II, III). Поэтому за основу при построении шкалы принимаются каркасные силикаты (кварц, полевые шпаты), наиболее чувствительные к импактному воздействию.

Наибольшим распространением пользуется систематизация стадий ударного метаморфизма (табл. 1-5), предложенная на примере кратера Рис (Engelhardt et al., 1968). Существуют и другие попытки классифицировать стадии импактных изменений, но они менее удачны в силу своей детальности, лишаящей их общей значимости и делающей пригодными лишь для частных случаев.

Таблица 1-5

## Стадии ударного метаморфизма

Стадия ударного метаморфизма	Давление, кбар	Остаточная температура, °С	Характер изменений в породах и минералах
I	до 100	до 100	трещиноватость пород и минералов, начальные стадии планарных деформаций в кварце и полевых шпатах (трещины)
	250—300	200—300	
II	500—550	1200—1500	диаплектовые преобразования в кварце и полевых шпатах, высокобарные модификации кремнезема
III	600—650	2000—3000	селективное плавление кварца и полевых шпатов, высокобарные фазы кремнезема
IV	900—1000	3000—5000	плавление всех главных породообразующих минералов
V			испарение

## 1. 7.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обзор астроблем Земли показывает, что и сами структуры, и слагающие их породы являются настолько специфическими в геологическом отношении, что несомненно заслуживают выделения в самостоятельную космогеологическую или астрогеологическую формацию (группу формаций), как это предложил В. Л. Масайтис (1974б). Формирование этих структур и участвующих в их строении пород-импактитов не связано ни с эндогенными, ни с экзогенными процессами в обычном для геологии понимании.

Специфика ударного метаморфизма определяется крайне малыми отрезками времени, за которые реализуются очень большие количества энергии, приводящие к созданию высокоградиентного поля с необычайно высокими для геологических процессов давлениями и температурами в эпицентре. Особенности астроблем и импактитов проявляются в геологических, геофизических, петрологических, минералогических и геохимических особенностях пород.



## Глава II

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА МИНЕРАЛОВ

#### II. 1.

##### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОХОЖДЕНИЯ УДАРНОЙ ВОЛНЫ ЧЕРЕЗ ВЕЩЕСТВО

Одним из основных критериев выделения космогенных структур из общей массы кольцевых образований является ударный метаморфизм горных пород, который можно определить как изменения, происходящие как в самой породе (изменения в ее структуре, текстуре и т. д.), так и в минералах под действием ударной волны, возникающей при соударении метеорита с поверхностью Земли. По набору таких преобразований и их величине можно судить об интенсивности действия ударной волны. Ставя эти изменения в зависимость от давления ударной волны, которое играет основную роль при ударно-волновом нагружении (De Carli, 1968; и др.), можно построить классификацию процессов ударного метаморфизма, в которой определенному комплексу преобразований минералов соответствует своя область давлений ударной волны (Stöffler, 1972). Количественные оценки в такого рода классификациях в основном базируются на экспериментальных данных.

Непосредственный перенос результатов экспериментальных исследований на природные объекты весьма затруднителен, поскольку все они являются модельными, т. е. выполняются при строго определенных условиях, а условия нагружения в метеоритных кратерах никогда практически не соответствуют использованному в экспериментах. Так, при падении метеорита в породы мишени устремляется шарообразная ударная волна, профиль которой в общем случае отличен от профиля плоской ударной волны, формирующейся в лабораторных условиях. Поверхность фронта ударной волны в реальной обстановке должна также обладать большой неоднородностью из-за неравномерной зернистости и полиминерального состава пород, а его ширина должна быть большей, чем в экспериментах. Длительность действия ударной волны может отличаться на несколько порядков. Так при экспериментах она составляет  $n \times 10^{-8}$  —  $n \times 10^{-7}$  с (Müller et al., 1968), тогда как в метеоритных кратерах достигает  $10^{-3}$  — 1 с, увеличиваясь пропорционально силе взрыва (диаметру структуры). Однако как при лабораторных исследованиях, так и при изучении метеоритных кратеров приходится иметь дело с практически одинаковыми комплексами явлений, что создает принципиальную возмож-

ность выявления основных закономерностей ударного метаморфизма экспериментальным путем.

Главная роль в формировании тех необычных свойств пород и минералов, которые наблюдаются в метеоритных кратерах, принадлежит действию ударной волны (УВ)<sup>1</sup>.

Фронт УВ можно представить себе в идеальном случае как границу между двумя областями одного и того же вещества, каждая из которых характеризуется отличными друг от друга параметрами состояния, а само распространение УВ — как распространение области с более высокими параметрами состояния. Форма УВ схематически изображена на рис. II-1. В реальных телах фронт УВ представляет уже не поверхность, а некоторую область, в которой происходит постепенное повышение давлений и температуры. Аналитическое или графическое представление связи между параметрами среды до и после прохождения УВ называется ударной адиабатой, или адиабатой Гюгонно. Ее вид устанавливается только экспериментальным путем. Наиболее прост метод «отражения», использующий процесс распада ударной волны при выходе на границу раздела фаз. В этом случае в ненагруженную область пойдет ударная волна, а в нагруженную либо волна разгрузки, либо ударная в зависимости от того, обладает ли нагружаемое тело большей или меньшей жесткостью по сравнению с ненагруженным. При этом должно соблюдаться равенство параметров ударной волны в этих фазах после распада ударной волны на границе раздела.

Из последнего условия можно определить давления и массовые скорости, возникающие на контакте двух тел. Для этого (рис. II-2) из точки на известной ударной адиабате эталонного вещества в  $p$  —  $u$  координатах, характеризующей состояние в нем при подходе ударной волны к границе раздела, необходимо провести зеркальное изображение ударной адиабаты эталона до пересечения с ударной адиабатой мишени; точка пересечения даст значения давления и массовой скорости при выходе ударной волны на границу раздела. Этот метод базируется на приближение изоэнтропы расширения или ударной адиабаты вторичного сжатия эталонного вещества к его первоначальной ударной адиабате. Точность этого метода около 5% (Баум и др., 1975).

Таким образом, измеряя скорость фронта УВ в эталоне до выхода фронта УВ за границу раздела, мы можем определить параметры состояния в веществе мишени.

В общем случае адиабата Гюгонно не является гладкой кривой, так как при достаточно больших амплитудах ударной волны в веществе будет превзойден предел упругости и, кроме того,

<sup>1</sup> Поскольку физика ударных волн в применении к метеоритным кратерам неоднократно рассматривалась в соответствующей литературе (Вальтер и др., 1977; «Метеоритные структуры...», 1979; «Космогенные...», 1980), ниже приводятся лишь те сведения, которые необходимы для дальнейшего изложения.

у значительной части веществ имеются полиморфные переходы, которые реализуются в области высокого давления и температуры, если они термодинамически выгодны. Такие изменения состояния вещества приведут к изломам на ударной адиабате, которые соответствуют расщеплению ударной волны на две, первая из

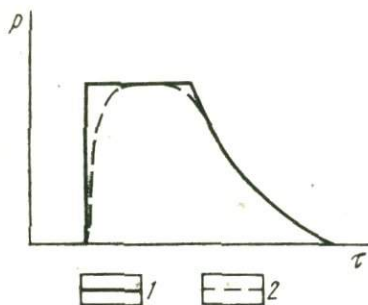


Рис. 11-1. Форма ударной волны в координатах давление ( $\rho$ ) — время ( $\tau$ ).

1 — идеальный фронт ударной волны, 2 — реальный фронт ударной волны

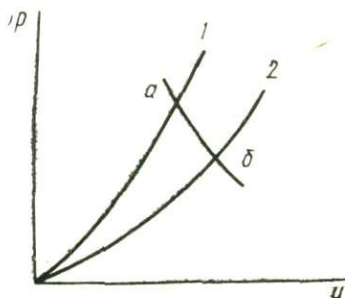


Рис. 11-2. Схема определения параметров ударной волны в мишени.

1 — ударная адиабата эталонного вещества, 2 — ударная адиабата мишени;  $a$  — параметры УВ в эталонном веществе до подхода УВ к границе раздела,  $b$  — параметры УВ при ее выходе на границу раздела в эталонном веществе и в мишени

которых сжимает вещество до давления, соответствующего началу фазового перехода, а вторая осуществляет его.

В литературе известны адиабаты Гюгонио, построенные, как правило, упомянутым выше методом отражения для кварца, калиевых и кальциево-натровых полевых шпатов, гранатов, энстатита, жадеита, форстерита, фаялита и андалузита (Ahrens et al., 1969; и др.). Все они характеризуются двумя особенностями — достаточно высокими пределами динамической упругости<sup>1</sup> порядка 40—80 кбар (для кварца даже 120—150 кбар) и наличием фазовых переходов, начинающихся в районе 120—200 кбар и заканчивающихся при 350—400 кбар.

## 11.2.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В следующих разделах главы излагаются результаты, полученные при изучении воздействия ударных волн на кварц, полевые шпаты, биотит, зеленую роговую обманку, гранат, энстатит и

<sup>1</sup> Динамический предел упругости — точка, в которой происходит переход от одноосного упругого сжатия к гидростатическому (всестороннему).



оливин. Образцы монокристаллов кварца, полевых шпатов, роговой обманки и граната, так же как и дунита, состоящего из слабо серпентинизированного оливина, готовились в виде дисков диаметром 22 мм и толщиной 2 мм. Из биотита и некоторых образцов граната и роговой обманки (которые имели размер зерен около 2 мм) прессовались таблетки. Образцы кварца готовились либо из монокристаллов, разрезавшихся перпендикулярно [0001], либо из кварцевого песчаника мукунской серии (нижний протерозой Анабарского щита) с размером зерен 1—2 мм и пористостью около 10%. Плагноклаз представлял собой олигоклаз № 15—20 (из пегматитов Карелии), а калиевый полевой шпат — микроклин-пертит (Блюмовская копь, Ильменские горы) со степенью упорядоченности около 0,9. В полевых шпатах разрез проходил перпендикулярно направлению [001]. Цветные минералы имели следующий состав: гранат —  $Al_{65}Mg_{35}$  Пир<sub>35</sub>, оливин —  $Fe_{10}$ , энстатит —  $Fe_{10}$ , зеленая роговая обманка —  $K_{65}Grt_{35}$  Грюн<sub>35</sub>, биотит —  $Fl_{75}Ann_{25}$ .

Для воздействия на исследуемые образцы плоскими ударными волнами применялся метод сохранения, основанный на поглощении большей части количества движения, приобретенного в результате прохождения УВ путем ее пропускания через толщу вещества, в которой она затухает.

Для обеспечения однократного сжатия ударной волной образец запрессовывался в цилиндр из материала, динамическая жесткость которого была равна динамической жесткости образца. Высота этого цилиндра подбиралась таким образом, чтобы в нем происходило полное затухание ударной волны.

Нагружение образцов ударными волнами производилось либо непосредственно от накладных зарядов ВВ, либо от ударников, разогнанных до высоких скоростей продуктами взрыва. Для получения более высоких значений давления УВ использовался непосредственный удар алюминиевой пластины по образцу. Величина нагрузки варьировалась либо путем изменения зарядов ВВ различной плотности и вида, либо разными скоростями полета ударников.

Амплитуды УВ в образцах определялись описанным выше методом отражения. Точность определения давления УВ в образце составляла около 5% до 350 кбар, выше она понижалась примерно на 10%. Для роговой обманки и биотита (для которых неизвестны ударные адиабаты) предполагалось, по косвенным данным, что их сжимаемость близка к сжимаемости алюминия, и поэтому оценка давления производилась по ударной адиабате алюминия.

Метод нагружения образцов с последующим их затуханием в материале, имеющем ту же динамическую жесткость, обладает некоторым преимуществом по сравнению с ранее предлагавшимися схемами. В отличие от условий нагружения, которые описаны в других работах (Schneider et al., 1976), образец в этом случае испытывает лишь однократное сжатие, что дает возможность при-

менять образцы в виде зерен. По сравнению со схемами разгрузки в воздух улучшается сохраняемость образцов, а скорости деформации более приближены к скоростям, которые возникают при природном ударном метаморфизме вследствие более мягкой разгрузки.

Все эффекты, связанные с прохождением ударной волны, можно разделить на четыре группы (Stöffler, 1972): 1) хрупкое разрушение, 2) пластические деформации и тесно связанные с ними 3) нарушения кристаллической структуры и 4) фазовые переходы как непосредственно в ударных волнах, так и под действием высоких остаточных температур. Основным отличием действия УВ от статических нагрузок является быстрый подъем давления на ее фронте и необычно высокие скорости деформации, поэтому все процессы происходят крайне неравновесно.

### II. 3.

#### ХРУПКОЕ РАЗРУШЕНИЕ

В области давлений до динамического предела упругости наблюдается интенсивное дробление монокристаллов по трещинам. На примере кварца показано, что переход от упругого сжатия к пластическому осуществляется в результате интенсивного дробления монокристалла на блоки и плавления границ между ними, вероятно, в результате трения. Размер блоков составляет 0,1—0,05 мм. Динамический предел прочности кварца зависит от толщины образца и времени действия ударной волны. Тот факт, что динамическая сжимаемость кварца больше статической в изотермических условиях, можно отнести за счет большой сжимаемости расплава, кристаллические же блоки сжимаются слабо. При прохождении ударной волны через толщи горных пород фронт ее расплывается, поэтому этот эффект в импактиках метеоритных кратеров наблюдается в меньшей степени. Даже при лабораторном динамическом нагружении ударной волной с достаточно узким фронтом дробления практически не происходит. Вероятно, это можно объяснить тем, что переход от одноосного сжатия к объемному в породах (кстати, обладающих сравнительно низким пределом динамической упругости — порядка 40 кбар) происходит в результате того, что в данном случае роль блоков начинают играть сами зерна, а нарушение упругого поведения породы происходит из-за нарушения межзерновых границ. Это подтверждается тем, что мелкокристаллические породы (с диаметром зерна меньше 0,2 мм) при лабораторном нагружении испытывают дробление зерен, в то время как более крупнокристаллические достаточно интенсивно дробятся.

В кварце выше 80 кбар появляются ровные планарные трещины, весьма схожие по виду со спайностью. Замеры на универсальном столике показали, что они близки к формам  $\{0001\}$  и  $\{10\bar{1}1\}$ ,



причем частота встречаемости формы  $\{0001\}$  приблизительно в два раза меньше встречаемости формы  $\{10\bar{1}1\}$ .

В *олигоклазе* при 60 кбар наблюдается интенсивное развитие спайности по (001) и (010); причем по мере увеличения давления количество трещин также растет.

В *микроклине* при таком же давлении, кроме спайности по (001) и (010), появляются ровные планарные трещины по (111) и ( $1\bar{1}1$ ).

У *цветных* минералов также отмечается усиленное развитие спайности по обычным направлениям.

Появление таких необычно ровных трещин в кварце и микроклине, вероятно, можно объяснить чрезвычайно кратковременными скальвающими напряжениями, очень большими по величине. Такие напряжения возникают при одностороннем сжатии упругого тела, которое имеет место при динамическом нагружении ниже предела упругости, т. е. на участках ударной адиабаты ниже 100 кбар.

## II. 4.

### ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

К пластическим деформациям, проявляющимся при ударном воздействии, относятся планарные элементы, механическое двойникование и деформационные полосы, а также мозаичное погасание отдельных зерен в шлифах (Stöffler, 1972).

Планарные элементы представляют собой особые, неизвестные в тектонитах структуры (см. гл. III).

В проведенных нами экспериментах первые планарные элементы в кварце появляются при 80 кбар, причем частота их встречаемости растет вместе с ростом ударного давления. Так, если при давлении 80 кбар на одно зерно с системой планарных элементов приходится до 100—150 зерен без них, то в диапазоне 150—200 кбар количество последних уменьшается до 15, а при 335 кбар зерен без планарных элементов практически нет.

Для образцов монокристаллов кварца, подвергнутых взрывной нагрузке при давлениях 120, 160, 200, 240 и 335 кбар, были измерены на универсальном столике ориентировки систем планарных элементов относительно оптической оси кварца *c*. Каждый образец измеряли не менее 120 раз. Построенные на основании этих данных гистограммы распределения частоты встречаемости планарных элементов приведены на рис. II-3. Данные по частоте встречаемости тех или иных кристаллографических направлений сведены в табл. II-1, из которой следует, что, начиная с 200 кбар, встречаются практически все наименования плоскостей планарных элементов. Частота встречаемости ориентировок планарных элементов, образующих большие углы с осью *c*, возрастает. Так,



Таблица II-1

Частота встречаемости (%) в кварце планарных элементов различной ориентировки в зависимости от ударной нагрузки

Ориентировка	Нагрузка, кбар				
	160	200	260	310	335
$10\bar{1}3$	52	46	42	35	35
$10\bar{1}2$	7,5	25	21	15	21
$10\bar{1}1$ $11\bar{2}2$ $21\bar{3}1$	15	10	5	4,5	4
$10\bar{1}0$ $11\bar{2}0$	0	0	0	0,5	1
$22\bar{4}1$ $40\bar{4}1$ $31\bar{4}1$	0	3	10	2	4
38—40°	2	2	16	18	20
$51\bar{6}1$	0	1	0	5	2
$11\bar{2}1$	0	3	0	1	0
0001	0	3	0	0	1
Неиндиц.	23,5	7	6	19	12

распространенность формы  $\{10\bar{1}3\}$  (угол  $P$ : с около 20—25°) с ростом давления падает, так же как и распространенность форм  $\{1011\}$ ,  $\{1\bar{1}22\}$ ,  $\{21\bar{3}1\}$ , в то время как системы, образующие с осью  $c$  угол от 38 до 40°, начинают встречаться все чаще.

На рис. II-3 приведены также аналогичные картины распределения планарных элементов для зерен кварца из песчаника. Хорошо видно, что эти гистограммы в общем схожи с гистограммами для монокристаллов.

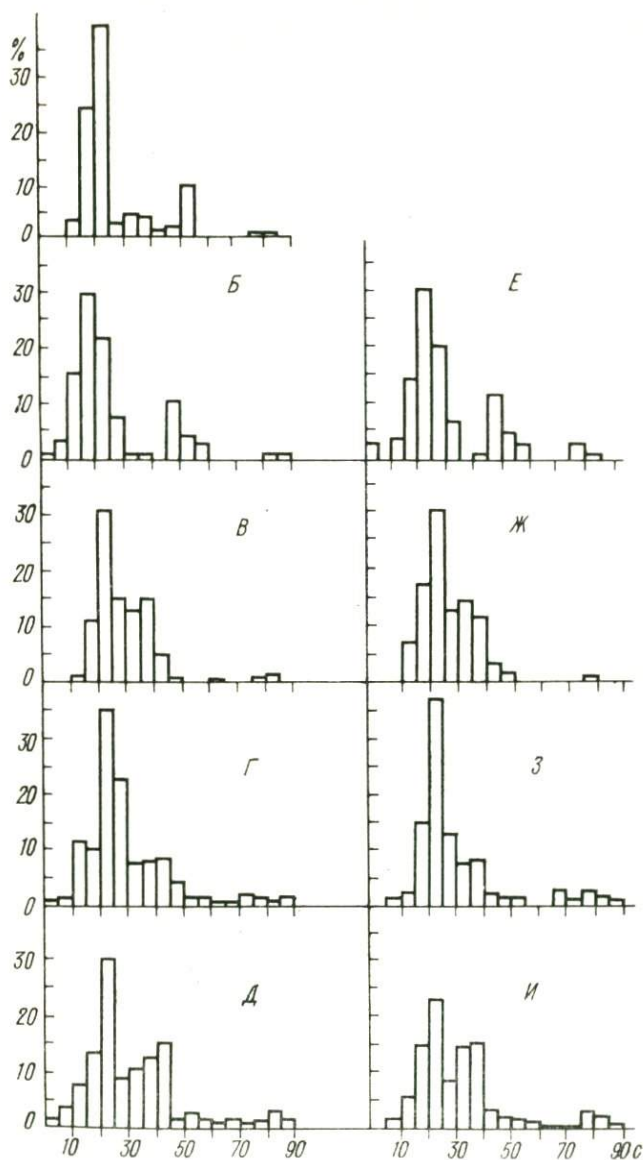


Рис. 11-3. Гистограммы частот встречаемости ориентировок планарных элементов относительно их общего числа при разных давлениях ударной волны: А—Д — для монокристалла кварца (А—160 кбар, Б—200 кбар, В—260 кбар, Г—310 кбар, Д—335 кбар); Е—И — для кварца в кварцевом песчанике (Е—200 кбар, Ж—270 кбар, З—320 кбар, И—340 кбар)

В олигоклазе планарные элементы несколько отличаются от планарных элементов в кварце — они шире, расположены реже, причем создается впечатление, что они залегают не на равном расстоянии друг от друга и не строго параллельны. В большом

Таблица П-2

*Частота встречаемости (%) в олигоклазе планарных элементов различной ориентировки в зависимости от давления ударной волны*

Ориентировка	Нагрузка, кбар	
	240	330
001	34	30
010	21	20
120	15	22
130	11	7
Неиндиц.	19	21

количестве они встречены в первый раз в образце, испытывавшем давление около 240 кбар (табл. П-2). В образцах, нагруженных до 160 и 190 кбар, они редки и выглядят крайне неотчетливо. На универсальном столике были проведены замеры углов между нормалью к плоскости системы и осями индикатрисы. Наибольшим распространением пользуется система, ориентированная по направлению (001), менее распространена система по (010), еще реже встречаются плоско-

сти (120) и (130), часто наблюдаются также неиндицируемые системы планарных элементов.

В микроклине планарные элементы наблюдались лишь в образце, испытывавшем давление 190 кбар.

В цветных силикатах — амфиболе, оливине и биотите — планарные элементы крайне редки. В амфиболе при давлении около 300 кбар они наблюдались лишь в пяти случаях на 200 зерен, в биотите при таком же давлении была отмечена форма {111}, в оливине при 420 кбар распространена форма предположительно по {010}.

Можно предположить, что системы планарных элементов образуются на фронте ударной волны, несущей гидростатическое сжатие, вследствие развития касательных напряжений. Касательные напряжения, отсутствующие в жидкости (подобно которой ведет себя твердое тело за пределом упругости), находящейся в статическом состоянии, возникают только в момент изменения формы УВ и зависят не от самой величины деформации, а от скорости ее. Поэтому величина скальвающих напряжений будет зависеть от крутизны фронта пластической волны. Кроме того, необходимым условием появления скальвающих напряжений является макроскопическая ширина фронта ударной волны. Полосы смятия в проведенных экспериментах наблюдались в кварце и полевых шпатах у образцов, испытывавших давление приблизительно в 240 кбар. Они представляют собой лентовидные участки в зерне, повернутые относительно его первоначальной кристаллографической ориентировки. Иногда они частично изотропизированы. Возникновение их можно связать с интенсивными пластическими деформациями в ударной волне.



Начиная с 190—240 кбар в кварце и полевых шпатах наблюдается сильное развитие мозаицизма — разворот отдельных блоков кристалла относительно друг друга, достигающий 15°. У цветных минералов аналогичная картина появляется при нагрузках около 300 кбар. Как и образование деформационных полос, мозаицизм можно связать с пластическими деформациями в ударной волне.

## II. 5.

### НАРУШЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Нарушения кристаллической структуры связаны в первую очередь с увеличением параметров элементарной ячейки и имеют как обратимый (частичное восстановление первоначальных параметров при отжиге), так и необратимый характер.

Измерение пиктометрической плотности кварца, олигоклаза и микроклина (табл. II-3) показывает, что она уменьшается по мере

Т а б л и ц а II-3

*Пиктометрические плотности кварца, олигоклаза и микроклина*

Давление, кбар	Плотность, г/см <sup>3</sup>			Давление, кбар	Плотность, г/см <sup>3</sup>		
	кварц	олигоклаз	микроклин		кварц	олигоклаз	микроклин
0	2,66	2,63	2,55	150	—	—	2,53
48	2,66	—	—	155	—	2,63	—
58	2,68	2,65	—	160	2,66	—	—
64	—	—	2,57	185	—	—	2,50
70	—	—	2,54	190	—	2,58	—
74	2,65	—	—	200	2,60	—	—
75	—	2,62	—	225	—	—	2,30
80	—	2,63	—	230	—	2,32	—
90	—	—	2,54	260	2,35	—	—
115	—	—	2,55	330	—	2,36	2,32
120	—	2,61	—	335	2,41	—	—
125	2,65	—	—	559	2,20	—	—

возрастания давления. Плотности граната, оливина, энстатита, амфибола и биотита остаются постоянными вплоть до области 400 кбар, где они уменьшаются на 0,1—0,05 г/см<sup>3</sup> (для каждого минерала было проделано по три замера для ударных нагрузок около 150, 240 и 400 кбар). Изменения параметров элементарной ячейки для монокристалла кварца, нагруженного в направлении [0001], а также для кварца в кварцевом песчанике в общем совпадают (табл. II-4; рис. II-4). Полученные данные указывают на уменьшение плотности кристаллической структуры по мере увеличения динамической нагрузки. Это, по всей видимости, можно

связать с ростом различных нарушений кристаллической решетки, которые приводят к ее «распуханию».

На необычно высокие степени нарушения для каркасных силикатов указывают также физические уширения рентгеновских дифракционных пиков, полученные методом гармонического анализа (табл. II-5). В то время как кварц испытывает значительное дроб-

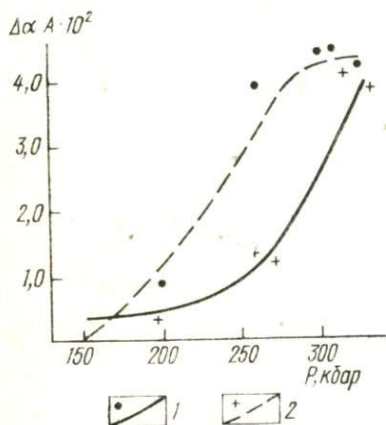


Рис. II-4. Зависимость параметра «а» от давления для образцов кварца, приготовленных из монокристалла (1) и кварцевого песчаника (2)

Таблица II-4

Изменение параметра решетки «а» для монокристалльного кварца и кварца из кварцевого песчаника в зависимости от давления ударной волны

Монокристаллический кварц		Кварц из кварцевого песчаника	
$p$ , кбар	$\Delta a$ , Å	$p$ , кбар	$\Delta a$ , Å
0	0,000	—	—
48	0,000	—	—
64	0,000	—	—
75	0,000	—	—
125	-0,005	130	-0,002
160	0,003	170	0,005
200	0,009	200	0,005
260	0,039	270	0,012
310	0,044	320	0,040
335	0,042	340	0,037

ление и большие микроискажения, гранат претерпевает весьма слабые изменения решетки. Характеристики монокристалльного кварца и кварца из кварцевого песчаника при этом практически одинаковы.

По мере роста амплитуды УВ на дифрактограммах каркасных силикатов наблюдаются уменьшение интенсивности отражений и сильный рост количества рассеянного рентгеновского излучения. Для кварца в области  $12-24^\circ$  наблюдается горбообразное увеличение фона дифрактограммы. Это можно связать с появлением рентгеноаморфной фазы диаплектового стекла, образующейся в результате полного нарушения порядка решетки. Для цветных минералов в изученной области давлений подобной картины не наблюдается.

В табл. II-6 сделана попытка сопоставить нарушения кристаллической структуры, характеризующиеся истинным физическим уширением пика (100), для силикатов разных групп: с каркасной (кварц, полевые шпаты), слоистой (биотит), ленточной (амфибол), цепочечной (пироксен) и островной (оливин и гранат) структурой. Видно, что по мере возрастания количества прямых

связей между кремнекислородными радикалами и «рыхлости» структуры (от оливина к полевым шпатам) при ударном метаморфизме происходит все более сильное нарушение регулярности структуры. Одновременно хорошо заметна разница между каркасными силикатами, с одной стороны, и минералами с иными типами структур — с другой, в интенсивности деформации решет-

Таблица П-5

*Зависимость физического уширения пиков ( $\beta \times 10^{-3}$  рад) для кварца и граната от давления ударной волны*

Давление, кбар	Минерал		
	кварц, (1012)		гранат, (400)
	монокристалл	кварцевый песчаник	
125	0,00	0,00	0,00
160	0,54	0,32	—
175	—	—	0,02
200	2,89	2,64	—
225	—	—	0,02
260	6,37	—	—
270	—	5,28	—
310	6,51	—	—
320	—	6,69	—
335	6,42	—	—
340	—	6,51	0,02

Таблица П-6

*Истинное физическое уширение ( $\beta \times 10^{-3}$  рад) пика (100) для разных минералов в зависимости от ударной нагрузки*

Минерал	Нагрузка, кбар	Уширение пика
Кварц	260	4,01
	310	6,00
Олигоклаз	250	5,76
	320	5,80
Микроклин	250	12,5
	310	15,0
Биотит	270	0,08
	305	0,21
Амфибол	270	0,09
	305	0,20
Энстатит	285	0,00
	350	0,00
	370	0,00
Гранат	300	0,00
	370	0,00
Оливин	275	0,00
	380	0,01

Примечание. Колебания давления связаны с разной сжимаемостью минералов и условиями эксперимента.

ки. Кроме того, для силикатов с цепочечной и островной структурой при использованных нагрузках не обнаружено изменений в структуре, а в слоистых и ленточных силикатах заметно увеличение деформаций при сравнительно небольшом приросте давлений.

ИК-спектры лейкократовых минералов обнаруживают постепенный переход от спектров кристаллических тел к спектрам стекол соответствующего состава (рис. П-5). Наблюдается значительное уширение полос поглощения, что приводит у микроклина к кажущемуся увеличению беспорядка кремний — алюминий при нагрузках 300 кбар. Однако постоянное положение для того же самого образца рентгеновских рефлексов (131) и ( $\bar{1}\bar{3}1$ ) и полос поглощения при 648 и 537  $\text{см}^{-1}$  в ИК-спектре указывает на то, что степень триклинности осталась такой же.



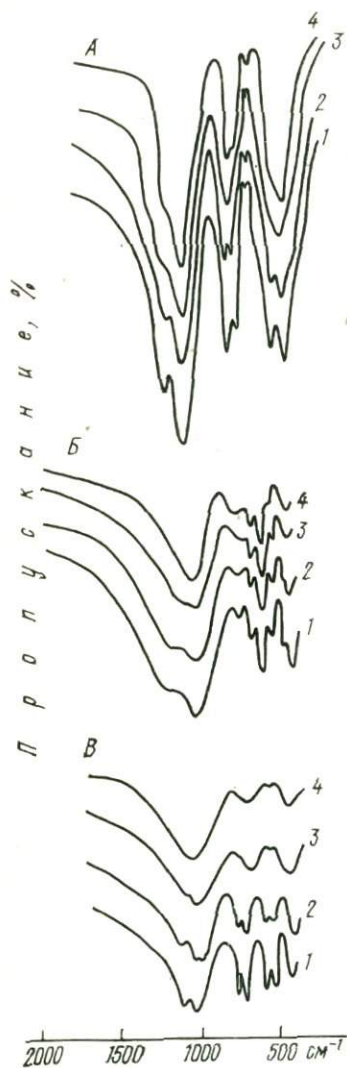


Рис. 11-5. ИК-спектры минералов при разных ударных нагрузках на образцы: А — кварц (1 — 0 кбар, 2 — 200 кбар, 3 — 290 кбар, 4 — 330 кбар), Б — олигоклаз (1 — 0 кбар, 2 — 190 кбар, 3 — 230 кбар, 4 — 330 кбар). В — калиевый полевой шпат (1 — 0 кбар, 2 — 150 кбар, 3 — 225 кбар, 4 — 330 кбар)

Увеличение степени дефектности структуры представляется наиболее верным отнести за счет действия фронта УВ, в котором происходит резкое увеличение давления. Это обстоятельство приводит к появлению больших деформаций на границе невозмущен-

Таблица 11-7

Рентгенометрическая характеристика высокобарных фаз по микроклину и олигоклазу, полученных при нагрузках 600 кбар

Микроклин		Олигоклаз	
$d, \text{Å}$	$I/I_0$	$d, \text{Å}$	$I/I_0$
3,49	100	4,20	65
3,35	45	4,00	52
3,16	25	3,62	68
2,91	35	3,4034	70
2,47	25	3,06	55
2,32	30	2,8028	100
2,031	35	2,694	65
2,027	40	2,324	40
2,000	35	2,076	35
		2,024	50

Примечание. Съемка производилась на ДРОН-10, излучение  $\text{Cu K}\alpha$ , скорость движения счетчика 1 град/мин.

ного и сжатого вещества. Из-за высоких скоростей деформирования возможно также появление на фронте УВ сильных скалывающих напряжений, которые могут разрушить часть связей атомов в решетке. Здесь происходят сильные колебания молекул вокруг положения равновесия, причем расчетные данные указывают на более сильное смещение легких атомов. Под действием динамического давления большие количества энергии реализуются в тепловых колебаниях атомов: например, температура сжатия монокристалла кварца при 350 кбар составляет около  $1000^\circ\text{—}1200^\circ\text{C}$ , а пористого песчаника —  $10\,000^\circ\text{C}$  (Вакерли,

1965). При прохождении волны разгрузки происходит как бы закачивание вещества, поэтому часть атомов может быть выброшена из узлов кристаллической решетки.

Уменьшение степени нарушений решетки при переходе от карбонатных силикатов к островным происходит, вероятно, из-за большей прочности структуры последних, причем у них возможна и более высокая степень регенерации дефектов.

## II. 6.

### ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ

Практически на всех ударных адиабатах силикатов отмечаются изломы, что связано с фазовыми переходами под действием УВ (Ahrens et al., 1969; и др.). Обычно эти превращения интерпретируются как образование новой фазы с шестерной координацией кремния: образование из кварца стишовита, из полевых шпатов — фазы с голландитовой структурой, из оливина — рингвудита или периклаза со стишовитом и т. д. В опытах с сохранением образцов обнаружена достоверно лишь одна высокоплотная модификация — стишовит (De Carli et al., 1965) с очень низкой степенью кристалличности.

Нами были выделены высокобарные модификации микроклина и олигоклаза при нагрузках около 600 кбар, образовавшиеся, как это следует из их ударных адиабат, под действием сходящихся ударных волн. Обогащение исходного материала велось путем растворения первоначальных образцов в смеси 6%-ных плавиковой, азотной и серной кислот. На рентгенограммах обработанных образцов были обнаружены расширенные линии малой интенсивности (табл. II-7), не совпадающие по набору ни с одной из возможных фаз (коэсита, стишовита, жадеита, высокоплотной фазы  $KAlSiO_8$ ), а также с набором линий высокобарной фазы, полученной для микроклина ранее (Robertson, 1975б). Попытка увидеть новообразования под микроскопом не привела к определенному результату.

## II. 7.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из вышесказанного следует, что основным эффектом ударного метаморфизма минералов является увеличение степени несовершенства их структуры по мере роста силы ударного воздействия, которая даже при относительно небольших давлениях УВ (порядка 150 кбар) достигает величин, не реализующихся при обычных геологических процессах в земной коре.

Поскольку свойства ударно-метаморфизованных минералов находятся в закономерной связи с давлением УВ, то на основании

экспериментального материала можно детализировать по давлению ступени ударного метаморфизма минералов, предложенные Штофлером (Stöffler, 1971a). Ниже приведена такая схема. Давления, указанные в ней, брались по рассчитанной смесевым методом ударной адиабате для породы, содержащей 35% кварца, 35% полевых шпатов, 20% граната, 10% биотита.

**0—60 кбар.** Развитие в минералах сильной трещиноватости.

**60—120 кбар.** Наряду с трещиноватостью и спайностью в кварце появляются планарные трещины по (0001) и (10 $\bar{1}$ 1) и весьма редко планарные элементы, преимущественно по (10 $\bar{1}$ 3).

**120—220 кбар.** В кварце развиты планарные элементы всех направлений, в плагиоклазе развиты планарные элементы очень редки и среди них преимущественным распространением пользуется форма (001). Происходит заметное ухудшение кристалличности кварца и полевых шпатов — при 200 кбар параметр *a* для кварца увеличивается на 0,06 Å, расширяются дифракционные пики.

**220—290 кбар.** Среди планарных элементов в кварце увеличивается доля систем, образующих большие углы с осью *c*; в плагиоклазе они также проявляются в большом количестве. При нагрузках около 250—260 кбар наблюдается полная изотропизация калиевого полевого шпата. Резко увеличиваются нарушения кристаллической решетки лейкократовых минералов, для биотита они выражены слабее.

**290—350 кбар.** Наблюдается сильная изотропизация плагиоклаза и в меньшей степени кварца. Развиты всевозможные пластические деформации. Вследствие отжига минералов из-за остаточных температур происходит уменьшение скорости роста дефектности структуры.

**350—500 кбар.** Лейкократовые минералы полностью превращены в диалектовое стекло, а биотит и амфибол при нагрузках около 390—420 кбар полностью разлагаются.

Выше 500 кбар происходит полное плавление породы, а выше 1 Мбар возможно и частичное испарение в волне разгрузки.

Приведенная последовательность достаточно схематична и неполна, поэтому в природных условиях возможны и отклонения от нее; в ней не учтены некоторые факторы, такие, как длительность действия давления и остаточной температуры, условия разгрузки и т. д. Поэтому оценки давления приблизительны и могут не соответствовать давлениям при образовании метеоритных кратеров. Однако эта схема может быть пригодна для полуколичественной характеристики режимов образования импактитов в метеоритных кратерах, во всяком случае для определения правильной последовательности тех или иных процессов импактитогенеза.



## Глава III

### ПЛАНАРНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В МИНЕРАЛАХ КАК ИНДИКАТОР УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Планарные деформации в минералах являются одним из видов твердофазных преобразований вещества при ударном метаморфизме. В метеоритных кратерах выделяются следующие их виды (Stöffler, 1972): 1) планарные трещины; 2) планарные элементы; 3) деформационные пояса; 4) мозаицизм. Все эти изменения хорошо видны под микроскопом и поэтому часто фигурируют в описаниях конкретных кольцевых структур как довод в пользу их космогенного происхождения. Однако, как будет показано ниже, большая часть планарных деформаций развивается не только в ударно-взрывных структурах, но формируется также и при обычных геологических процессах. Поэтому применяются специальные методы для разграничения похожих форм и условий их образования.

#### III. 1.

##### ВИДЫ ПЛАНАРНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

#### III. 1. 1.

##### ПЛАНАРНЫЕ ТРЕЩИНЫ

Под планарными трещинами (Stöffler, 1972), или, как их еще называют, трещинами кливажа (Carter, 1968)<sup>1</sup>, понимают открытые трещины, встречающиеся в виде параллельных или субпараллельных систем, ориентированных вдоль кристаллографических направлений с малыми индексами. Отличительные признаки планарных трещин: 1) трещины имеют сравнительно большую ширину (для кварца она может достигать 10 мкм) и расстояние друг от друга (для кварца ~ 20 мкм) (Högz, 1968); 2) при ориентировке трещин параллельно вертикальной нити окуляра полоска Бекке движется симметрично по обе стороны от трещин-

<sup>1</sup> В дальнейшем будет употребляться термин «планарные трещины», поскольку термин «кливаж» как в русской («Геологический словарь», 1979), так и в английской («Толковый словарь...», 1977) литературе используется для обозначения системы трещин в породах.

ки. Иногда плоскости планарных трещин узнаются по расположению включений вдоль одной линии, хотя в то же время наблюдается большое число включений в зерне, расположенных хаотично. Имеются также трещины с боковым смещением. Планарные трещины и трещины с боковым смещением предшествуют образованию планарных элементов, для которых они могут играть ту же роль, что и границы зерен (Carter, 1968; Stöffler, 1972).

На основании экспериментов, выполненных на кварце (Müller, Defoigneaux, 1968; Hörgz, 1968) и на оливине (Müller, Hornemann, 1969), и результатов ядерных взрывов в гранитах (Borg, 1972) ясно, что планарные трещины формируются под воздействием более низких пиковых давлений, чем планарные элементы. Для кварца и оливина эта величина не превышает 50 кбар. Трещины такого рода возникают в кварце, вероятно, задолго до достижения предела упругости этого минерала (76 кбар), и их можно объяснить как микроскопические следы процесса снятия напряжения после прохождения упругой первой волны (Müller, Hornemann, 1969), т. е. вызываются «раскалывающими силами» (Hörgz, 1968).

Если же предел упругости минерала ниже 10 кбар, то планарные трещины могут быть частично результатом пластичности при сжатии, а частично результатом растягивающих напряжений при снятии давления (Stöffler, 1972).

### III. 1. 2.

#### ПЛАНАРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Планарные элементы — это плоскостные деформационные структуры, проявляющиеся как многократные наборы параллельных оптических нарушений при давлениях ударной волны примерно 75—300 кбар (интервал давлений колеблется для разных минералов в зависимости от степени сложности структуры). К общим чертам всех подтипов планарных элементов следует отнести следующие особенности: их малую ширину (1—2 мкм и менее), тесное расположение относительно друг друга (2—5 мкм), наличие в отдельных зернах от двух и более (до 15 в кварце) направлений, ориентированных параллельно кристаллографическим плоскостям преимущественно с низкими индексами. Качественно на основании свойств планарных элементов различают несколько их типов (Dworak, 1969; Stöffler, 1972):

- 1) недекорированные планарные элементы — оптические нарушения с более низким преломлением по отношению к преломлению окружающей матрицы, они почти или полностью изотропны;
- 2) декорированные планарные элементы — серия мелких точечных включений, вытянутых в одном направлении; при больших увеличениях они могут оказаться пузырьками газа или жидкости, пустотками (Engelhardt et al., 1968);

- 3) гомогенные ламели — отличаются от недекорированных планарных элементов микроскопически конечной шириной 2—5 мкм и резким ограничением; как правило, они полностью изотропны, имеют более низкий показатель преломления, чем окружающие кристаллические области (Engelhardt, Bertsch, 1969; Dworak, 1969);
- 4) заполненные ламели — ламели, заполненные двупреломляющей средой; в кварце, возможно, представленной стишловитом (Stöffler, 1971б).

Основным механизмом образования планарных элементов, по-видимому, является скольжение на уровне кристаллической решетки вследствие предельно высоких скоростей деформации и сдвиговых усилий, связанных с распространением ударной волны. Можно рассмотреть три возможных главных процесса формирования планарных элементов (Stöffler, 1972): а) скольжение вследствие снятия напряжения после распространения упругой волны с амплитудой ниже динамического предела упругости; б) скольжение вследствие текучести на конечных стадиях действия ударной волны с амплитудой выше динамического предела упругости; в) превращение фазы высокого давления в стекловатую фазу при снятии ударного давления в области смешанных фаз.

Последний процесс преобладает при формировании планарных элементов в кварце и полевоом шпате, где микроскопические (Stöffler, 1967) и электронно-микроскопические (Müller, 1969) исследования подтвердили наличие стекловатой фазы. Образование фазы высокого давления по определенным кристаллографическим плоскостям следует объяснять разрывом вдоль этих плоскостей межатоомных связей, т. е. снижением энергии активации зародышеобразования фазы, термодинамически стабильной в условиях сжатия.

Релаксацию напряжения за упругой ударной волной считают главной причиной формирования плоскостных микроструктур в оливине (Müller, Hornemann, 1969).

Планарные элементы в минералах — явление, характерное только для ударного метаморфизма. Как показывают экспериментальные исследования (см. гл. II и настоящую главу), некоторые закономерности их развития в зернах минералов и ориентировка зависят от величины ударной нагрузки, что позволяет использовать их в качестве индикатора распространения ударной волны.

### III. 1. 3.

#### ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ПОЯСА

Под деформационными поясами понимают линейные области в кристалле (от линзовидных до пластинообразных), имеющие кристаллографическую ориентировку, отличную от вмещающего кристалла (Dworak, 1969; Stöffler, 1972). Их ширина различна



и колеблется от 30 до 300 мкм. Физические свойства деформационных поясов не отличаются от свойств окружающего кристалла, они реже характеризуются определенной кристаллографической ориентировкой, чем планарные элементы. Механизмом образования деформационных поясов, по-видимому, является скольжение или вращение на уровне кристаллической решетки в результате пластической деформации (Dwojak, 1969; Stöffler, 1972). Так как деформационные пояса в минералах образуются и при других геологических процессах, и при статических экспериментах (Carter et al., 1964), то их наличие не может служить критерием ударного метаморфизма при отсутствии в минералах дополнительных явлений несомненно ударного происхождения (Stöffler, 1972).

Д. Штофлер (Stöffler, 1972) выделяет три типа деформационных поясов.

1. Полосы смятия, которые наиболее характерны для слоистых силикатов, хотя встречаются также в кварце и в полевом шпате; образуются в результате скольжения совместно с вращением кристаллической решетки при ударном сжатии.

2. Механические двойники — встречаются преимущественно в виде наборов узких параллельных или слегка линзовидных поясов шириной до десятков микрометров. Встречаются как при естественных, так и при экспериментальных статических деформациях. Механические двойники ударного происхождения отличаются от первых чаще всего кристаллографической ориентировкой. Подобные образования подтверждены методами рентгенометрии и электронной микроскопии не для всех минералов.

3. Деформационные пояса с диффузными границами — лентовидные пояса несколько неправильной формы шириной до нескольких сантиметров. Они чаще всего встречаются в каркасных силикатах и имеют весьма изменчивую ориентировку.

### III. 1. 4.

#### МОЗАИЦИЗМ

Мозаицизмом называется неправильная оптическая картина погасания за счет образования взаимно дезориентированных доменов и блоков кристаллической структуры. Мозаицизм наблюдается в широком диапазоне ударных давлений до давлений фазового перехода. Обнаружена (Hörz, Quaide, 1973) последовательность роста сопротивления минералов мозаицированию: листовые силикаты (биотит) → каркасные силикаты (полевошпат, кварц), цепочечные силикаты (пироксены, роговая обманка) → ортосиликаты (оливин). Эта последовательность примерно соответствует уменьшению динамической сжимаемости (Stöffler, 1972).

## III. 2.

### ПЛАНАРНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В МИНЕРАЛАХ

#### III.2.1.

##### КВАРЦ

В кварце обнаружены все перечисленные выше типы планарных деформаций: планарные трещины и планарные элементы, деформационные пояса и мозаицизм. Планарные трещины в кварце из пород метеоритных кратеров и в кварце, ударно-метаморфизованном в лабораторных условиях, развиваются по следующим направлениям:  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{10\bar{1}0\}$ ,  $\{0001\}$  (табл. III-1). Экспериментальные работы показали, что развитие тех или иных направлений планарных трещин в кварце зависит от направления ударной волны (Hörgz, 1968). При распространении ударной волны перпендикулярно  $\{0001\}$  и  $\{10\bar{1}0\}$  в кварце возникают планарные трещины, параллельные грани ромбоэдра. Если же фронт ударной волны перпендикулярен направлению  $\{10\bar{1}1\}$ , в кварце раз-

Таблица III-1

Основные направления планарных элементов в ударно-метаморфизованном кварце

Форма	Название формы	Угол между перпендикуляром к плоскости и осью <i>c</i> , град	Характер деформационного нарушения
<i>r</i> или <i>z</i> $\{10\bar{1}1\}$	ромбоэдр	52	планарные трещины
<i>m</i> $\{10\bar{1}0\}$	призма	90	то же
<i>c</i> $\{0001\}$	пинакоид	0	планарные трещины и планарные элементы
<i>w</i> $\{10\bar{1}3\}$	ромбоэдр	23	планарные элементы
<i>e</i> $\{11\bar{2}2\}$	тригональная бипирамида	47	то же
$\{22\bar{4}1\}$	то же	80	»
<i>π</i> $\{10\bar{1}2\}$	ромбоэдр	32—34	»

виваются планарные трещины по пинакоиду и призме. Однако планарные трещины такого рода могут возникать в кварцевых зернах и при статических нагрузках в обычных геологических условиях, поэтому они не могут быть однозначным признаком ударного метаморфизма в отличие от планарных элементов.

Для кварца характерны все типы планарных элементов, а именно: декорированные и недекорированные планарные элементы, заполненные и гомогенные ламели. Считают (Carter, 1968; French, 1968), что декорированные планарные элементы получают-

ся из первоначально недекорированных, во время следующего за ударом отжига и раскристаллизации породы, при которых деформационные плоскости могли служить местами предпочтительного роста для включений. Это изменение могло происходить или немедленно после удара, во время охлаждения материала, либо намного позднее. Так, планарные элементы, образованные в кварце ударными волнами при экспериментальных ядерных или химических взрывах, никогда не давали элементов декорированного типа, и напротив, в наиболее древних — докембрийских и палеозойских структурах — отмечается главным образом декорированный тип (Short, 1968). Эти наблюдения предполагают, что процесс декорирования сам по себе не имеет связи с ударом, но должен зависеть от условий, возникающих после удара.

Как уже отмечалось выше, планарные элементы развиваются в минерале по определенным кристаллографическим направлениям. В кварце в зависимости от кристаллографической ориентировки, интенсивности (плотности) развития и количества направлений в одном зерне планарные элементы были подразделены на несколько типов (Robertson et al., 1968) (табл. III-2).

Таблица III-2

Типы планарных элементов в кварце

Тип	Кристаллографическая ориентировка	Количество трещин на 1 мм	Среднее количество направлений в одном зерне
А	{0001}	100—250	1
Б	{10 $\bar{1}$ 3}, {01 $\bar{1}$ 3}, {0001}	200—500	2—3
С	{10 $\bar{1}$ 3}, {01 $\bar{1}$ 3}, {22 $\bar{4}$ 1}; {0001} редко	400—1000	4—5
Д	{10 $\bar{1}$ 3}, {01 $\bar{1}$ 3}, {10 $\bar{1}$ 2} {01 $\bar{1}$ 2}, {22 $\bar{4}$ 1} и др.	1000—2000	6—7
Е	ориентировки те же, начинается плавление	1000—2000	6—7

Согласно экспериментальным данным (Müller, Defournieux, 1968), для образования каждого из этих типов планарных элементов необходимо определенное ударное давление (см. ниже).

Планарные элементы следует отличать от «деформационных плоскостей», или полос Бема, наблюдавшихся в тектонитах. В отличие от полос Бема, лишенных четкой кристаллографической ориентировки, планарные элементы в импактированном кварце параллельны кристаллографическим направлениям с плотной упа-



ковкой, характеризующимся самыми короткими векторами Браве. Эти направления следующие:  $\{0001\}$ ;  $\{10\bar{1}3\}$ ;  $\{10\bar{1}2\}$ ;  $\{10\bar{1}1\}$ ;  $\{11\bar{2}1\}$ ;  $\{10\bar{1}0\}$ . На гистограммах частоты встречаемости планарных элементов различной ориентировки импактированный кварц обнаруживает обычно серию максимумов, соответствующих нескольким плоскостям. В одном зерне кварца может наблюдаться до 3—7 (реже до 15) направлений планарных элементов. Гистограммы для кварцев из метаморфических пород дают диффузное

Таблица III-3

Ориентировка планарных элементов в кварце  
в зависимости от ударного давления (Müller, Defourneaux, 1968)

Номер образца	Давление, кбар	Длительность давления ( $c \times 10^{-9}$ )	Планарные элементы
2659	95	400	$\{10\bar{1}1\}$
2723	105	100	$\{10\bar{1}1\}$
2713	140	200	$\{10\bar{1}1\}$ $\{10\bar{1}3\}$ $\{11\bar{2}2\}$
2818	165	120	$\{10\bar{1}1\}$ $\{10\bar{1}3\}$
2558	170	200	$\{10\bar{1}1\}$ $\{10\bar{1}3\}$ $\{21\bar{3}1\}$ $\{2\bar{2}\bar{4}1\}$
2810	180	200	$\{10\bar{1}1\}$ $\{10\bar{1}3\}$ $\{21\bar{3}1\}$
2819	180	120	$\{10\bar{1}1\}$ $\{10\bar{1}3\}$
2674	200	200	$\{10\bar{1}1\}$ $\{10\bar{1}3\}$ $\{10\bar{1}2\}$
2721	205	100	$\{10\bar{1}1\}$ $\{10\bar{1}3\}$ $\{10\bar{1}2\}$ $\{11\bar{2}2\}$
2816	235	40	$\{10\bar{1}1\}$ $\{10\bar{1}3\}$
2820	235	120	$\{10\bar{1}1\}$ $\{10\bar{1}3\}$ $\{10\bar{1}2\}$
2692	250	40	$\{10\bar{1}1\}$ $\{10\bar{1}3\}$
2673	280	40	—
2714	280	200	$\{10\bar{1}3\}$
2594	300	40	—
2660	330	40	$\{10\bar{1}3\}$ $\{10\bar{1}2\}$
2661	330	40	$\{10\bar{1}3\}$ $\{10\bar{1}2\}$

распределение с общим максимумом от 15 до 25° и асимметричный «хвост» по направлению к большим углам.

Данные о пиковых давлениях, при которых формируются планарные элементы в кварце тех или иных кристаллографических направлений, получены экспериментально (Müller, Defourneaux, 1968; Hötz, 1968) (табл. III-3).

Эти экспериментальные данные в общем совпадают с четырьмя основными типами планарных элементов, выделенных Робертсоном и др. (Robertson et al., 1968). Исключением являются планарные элементы, параллельные  $\{0001\}$ . Они не зарегистрированы

в экспериментальных работах Мюллера и Дефурне и не развиваются ниже 162 кбар в экспериментах Хёрца, тогда как в природных кратерах они проявляются при низких давлениях. Робертсон (Robertson, 1975б) считает, что для возникновения планарных элементов по {0001} необходимо одномерное сжатие, а такое сжатие возможно только при сравнительно низких давлениях, а именно давлениях в  $75 \pm 30$  кбар (предел упругости для кварца).

Таблица III-4

Определение средних значений пикового давления по степени деформации кварцевых зерен (Grive, Robertson, 1976)

Расстояние от предполог. центра удара	Планарные элементы в кварце								Планарные элементы в плагиоклазе
	Количество зерен	Процент зерен с план. эл.	Среднее количество на прав.	% А (75 кбар)	% В (100 кбар)	% С (140 кбар)	% Д (160 кбар)	Р, кбар	
3,7	20	10	0,1	10	0	0	0	58	нет
3,5	20	60	0,9	14	46	0	0	89	нет
3,4	14	35	0,4	21	14	0	0	71	нет
3,3	20	100	3,9	0	80	20	0	126	нет
3,1	17	65	1,2	29	36	0	0	88	нет
2,5	20	100	3,1	0	15	70	15	149	Пл. отсутствует
2,3	20	70	1,1	15	45	10	0	99	нет
2,3	20	100	1,9	0	65	35	0	131	очень слабые
2,3	20	100	2,1	5	80	15	0	123	сл.
2,3	20	100	3,6	0	35	10	55	153	сл.
2,1	20	100	3,9	0	6	25	10	133	Пл. отсутствует
2,1	20	100	1,6	0	85	15	0	124	сл.
2,1	20	100	3,6	0	43	33	24	143	сл.
2,1	20	100	3,9	0	25	55	20	148	сл.

Данные по давлениям для экспериментальных работ нельзя автоматически переносить на природные кратеры без учета влияния длительности импульса, поликристалличности и полиминеральности. Учитывая разницу в длительности импульса при метеоритном взрыве ( $10^{-3} - 10^0$  с) и в лабораторных условиях ( $10^{-6} - 10^{-8}$  с), Робертсон и Грив (Robertson, 1975а; Grive, Robertson, 1976) пересчитали результаты<sup>1</sup> экспериментов для природных условий и получили следующие давления: тип А —  $75 \pm 30$  кбар; тип В —  $100 \pm 30$  кбар; тип С —  $140 \pm 30$  кбар; тип Д —  $160 \pm 30$  кбар. Зерна кварца, не имеющие планарных элементов, по их мнению, испытали давление не более 55 кбар (это среднее значение между 75 кбар для типа А и 35 кбар для конусов сотрясения, встречающихся в описываемых породах).

<sup>1</sup> Методика пересчета в статьях не описывается.

Роль поликристалличности пород выражается в том, что не все зерна кварца в одном образце имеют планарные элементы, указывающие на один и тот же уровень ударного метаморфизма. Это является результатом многократного отражения ударной волны от границ зерен, благодаря чему разные зерна испытывают нагрузки разной интенсивности. Сделана попытка (Grive, Robertson, 1976) определить для кратера Слейт (Канада) среднее значение ударного давления по количеству зерен кварца с различными планарными элементами (табл. III-4).

Необходима осторожность при сравнении результатов ударного метаморфизма в нескольких кратерах, так как реакция разных пород на ударную волну различна. Так, отмечено (French, 1968), что ориентировка планарных элементов в песчаниках несколько иная, чем в кристаллических породах, а именно: существенно снижена концентрация плоскостей, параллельных  $\{10\bar{1}3\}$  и  $\{10\bar{1}2\}$ , и имеет место необычная комбинация плоскостей, параллельных  $\{0001\}$  и  $\{11\bar{2}2\}$ . Это же явление зафиксировано для ударных структур в песчаниках Аризонского кратера (Bunch, Cohen, 1964) и песчаниках кратеров Мидлсборо и Кентукки (Bunch, 1968).

### III. 2. 2.

#### ПЛАГИОКЛАЗ

Все перечисленные изменения минералов в результате воздействия ударных нагрузок наблюдаются также в плагиоклазе. Деформационные признаки ударного метаморфизма наблюдаются как в природных импактированных плагиоклазах, так и в плагиоклазах, подвергнутых лабораторным ударным нагрузкам. Как установлено экспериментальными исследованиями (Ahrens et al., 1969), до давлений 150 кбар (область низкого давления на ударной адиабате) в плагиоклазе наблюдаются только многочисленные трещины и незначительные пластические деформации. При ударных давлениях около 58 кбар в плагиоклазе наблюдались только многочисленные незакономерные трещины, которые при возрастании пикового давления до 106 кбар дополнились появлением планарных трещин, параллельных (001) и реже параллельных (010) (Gibbons, Ahrens, 1977). Ударные нагрузки около 143 кбар в целом не изменяли деформационную картину в плагиоклазах, за исключением появления небольших фрагментов в кристаллах плагиоклаза, неправильно гаснущих по отношению к окружающей массе. При давлениях около 150 кбар в плагиоклазе наблюдаются, кроме выше описанных изменений, волнисто гаснущие деформационные пояса. Планарных элементов нет. При ударных давлениях от 150 до 330 кбар (в области смешанных фаз на ударной адиабате) для плагиоклазов типично образование всех наблюдаемых типов планарных элементов: недекорированных и



декорированных планарных элементов, гомогенных и заполненных ламелей. На основании того, что область давлений от 150 до 330 кбар (режим смешанных фаз) характеризуется фазовыми превращениями (Ahrens et al., 1969), а также на основании изотропности многих планарных элементов Дворак делает вывод об образовании в области этих субмикроскопических и микроскопических ламелей во время действия ударного давления высокобарных фаз, которые после падения последнего превращаются в диалектовое стекло (Dworak, 1969). Планарные элементы, возникающие в этом интервале ударных нагрузок, имеют следующие кристаллографические направления (001) (010), (111), (203) и др. (табл. III-5). Сопоставление данных по кристаллографической ориентировке планарных элементов в плагиоклазах различных кратеров дает ясные различия. Планарные элементы в плагиоклазах ( $Al_{55-56}$ ) кратера Маникуган (Dworak, 1969) ориентированы преимущественно по (001) и реже по (010), (111) и (203). Для андезина метеоритного кратера Рис (Stöffler, 1967) имеем другое распределение: (001), (010), (100), ( $\bar{1}20$ ) и др. В андезинах кратеров Канады наблюдались планарные элементы по (001), (010), ( $\bar{1}02$ ), ( $\bar{1}21$ ) и др., а в кристаллах лабрадора — преимущественно по ( $\bar{1}20$ ) (Robertson et al., 1968). При этом не ясно, обусловлены эти несоответствия разным химическим составом или различиями в силе ударных нагрузок. Наряду с различиями для всех трех случаев общим является преимущественное образование планарных элементов в ударно-метаморфизованных плагиоклазах параллельно (001) и (010) независимо от химизма. Дворак (Dworak, 1969) связывает образование планарных элементов в плагио-

клазах с пластической деформацией решетки в условиях ударноволнового сжатия, при этом направления скольжения параллельны направлениям, в которых кристаллическая решетка может быть наиболее сильно сжата. Для ислевых шпатов таким направлением является направление  $[100]$ , вдоль которого в решетке проходят зигзагообразные цепочки из алюмокремнекислородных тетраэдров, связанных продольно общими атомами кислорода. В этом направлении решетка сжимается как «гармошка» без разрыва связей Si—O—Si и Si—O—Al, а только с изменением угловых

Таблица III-5

Частота встречаемости планарных элементов в плагиоклазах пород кратера Маникуган (Канада) (Dworak, 1969)

Плоскость $hkl$	Частота, %		Плоскость $hkl$	Частота, %	
	для 113 зерен	для 51 зерна		для 113 зерен	для 51 зерна
001	28	63	201	2	4
010	19	43	150	2	4
111	8	16	$0\bar{1}2$	2	4
$20\bar{3}$	6	12	110	1	2
101	4	9	$1\bar{1}0$	1	2
100	2	4	$\bar{1}\bar{1}1$	1	2
$0\bar{1}1$	2	4	012	1	2
$\bar{1}\bar{1}1$	2	4	021	1	2
$\bar{1}21$	2	4	$13\bar{1}$	1	2
121	2	4	301		
$\bar{1}\bar{1}2$					

величин (Dwozak, 1969). Бриджменом (Dwozak, 1969) были измерены коэффициенты сжатия для направлений, параллельных [100], [010] и [001], оказавшиеся равными  $1,01 \times 10^{-6}$ ,  $0,56 \times 10^{-6}$  и  $0,47 \times 10^{-6}$  см<sup>2</sup>/кг соответственно. Хотя сжатие в ударных волнах достигает более высокого значения, данные Бриджмена могут быть предварительной точкой опоры при изучении устройства планарных элементов, встречающихся преимущественно в этой зоне (в зоне [100] лежит  $\approx 55\%$  всех измеренных ламелей, в [010] — 45 и в [001] — 27%) (Dwozak, 1969). Кроме того, предполагается (Dwozak, 1969), что на способность скользить по определенным кристаллографическим направлениям влияет степень упорядоченности внутри алюмокремнекислородного каркаса плагиоклаза, и при этом в неупорядоченном состоянии пластическая деформация может идти легче.

### III. 2. 3.

#### АМФИБОЛ

Известно (Chao, 1968), что амфибол остается свежим, когда плагиоклаз, например, уже полностью превращен в диаплектовое стекло. Кроме того, амфибол, как и биотит, считается плохим индикатором давления и в то же время — хорошим индикатором остаточной температуры, так как при высоких температурах начинается удаление O<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O из решеток амфибола и биотита. Таким образом, становится ясно, почему планарные элементы в этих минералах встречаются сравнительно редко. Высокие давления, вызывающие образование планарных элементов, сопровождаются высокими остаточными температурами, ведущими к разложению минерала.

Штофлер (Stöffler, 1972) указывает, что в амфиболе, подвергнутом ударному воздействию около 350 кбар, развиваются планарные трещины по направлениям: (100); (001); {110}; {hk0}; {h0l}; а при нагрузках около 450 кбар параллельно {hkl}. В амфиболах кратера Рис (ФРГ) были обнаружены механические двойники по (001), реже (100) (Borg, 1972), возникновение которых связывают с давлением в 25—40 кбар. Однако считается, что двойники в амфиболе могут возникать в широком диапазоне давлений — от 40 до 450 кбар (Stöffler, 1972).

### III. 2. 4.

#### ПИРОКСЕН

Планарные элементы в пироксене были найдены в амфиболитах из кратеров Рис (ФРГ) (Hornemann, Müller, 1971) и Маникуаган (Канада) (Cuggie, 1972), в базальтах из кратеров, образо-



вавшихся в результате ядерных взрывов (James, 1969; Short, 1969), и в лунных образцах (Engelhardt et al., 1970, 1971).

Кюри (Cuggie, 1972), описывая планарные элементы, параллельные (001) в пироксене из кратера Маникуаган, отмечал, что они очень похожи на тонкие планарные трещины и отличаются от них закрытостью. Планарные ламели из этого кратера имеют заметно пониженный показатель преломления по сравнению с вмещающим зерном, отличаясь в некоторых случаях на 0,01.

По данным Штофлера (Stöffler, 1972), планарные трещины в пироксене развиваются по направлениям (001); (010);  $\{h0l\}$ ;  $\{hkl\}$ , а планарные элементы при давлениях около 350 кбар — по  $\{h0l\}$ . Экспериментальное изучение ударного преобразования как отдельных зерен клинопироксена (диопсида), так и диопсидсодержащих образцов в интервале пиковых давлений 50—390 кбар и при распространении ударной волны в образцах в направлениях [010], [001] и [100] показало наличие во всех преобразованных образцах двойниковых ламелей до нескольких микрон шириной, параллельных плоскости (001). Отклонения от этого направления объяснялись мозаичностью, волнистостью погасания и очень высокой плотностью двойниковых ламелей в зерне (по данным электронной микроскопии). Все эти факторы сильно снижали точность измерений (Hornemann, Müller, 1971).

### III. 2. 5.

#### БИОТИТ

Характерными механическими деформациями биотита, возникающими при ударном метаморфизме во взрывных метеоритных кратерах, являются полосы смятия и планарные элементы. Полосы смятия в биотитах наблюдались в породах многих метеоритных кратеров СССР, кратера Рис, кратеров Канады (Масайтис и др., 1975, 1976; Юрк и др., 1975; Вальтер и др., 1976, 1977; Вальтер, Рябенко, 1977; Гуров, 1977; Chao, 1967; Short, 19706; Schneider, 1972; Engelhardt, Graup, 1977; Graup, Stöffler, 1974), а также в породах, испытавших ударный метаморфизм при ядерных взрывах (Short, 1968; Cummings, 1965, 1968). Вместе с тем полосы смятия в биотите характерны не только для ударно-метаморфизованных пород, но и для некоторых типов метаморфических пород (Turner, 1964). Они также были получены в биотите при статических и динамических экспериментах (Borg, Handin, 1966; Hörz, Ahrens, 1969). Полосы смятия в биотите образуются в результате скольжения на уровне кристаллической решетки по (001), действующей как плоскость скольжения<sup>1</sup> совместно с вращением, а также изгибанием решетки вокруг оси, перпендикуляр-

<sup>1</sup> Кристаллографический контроль направления скольжения некоторыми исследователями отрицается (Hörz, Ahrens, 1969).



ной направлению скольжения (Mügge, 1898; Stöffler, 1972; Graup, Stöffler, 1974). Однако ось внешнего вращения должна быть перпендикулярна направлению распространения максимального ударного давления. Из этого следует, что соответственно азимут скольжения приблизительно параллелен последнему. Кроме того, деформационные полосы смятия возникают в биотите в том случае, когда направление ударной волны образует с осью  $c$  биотита угол больше  $45^\circ$  (Hörz, Ahrens, 1969; Graup, Stöffler, 1974). Величина ударного давления, вызывающая появление полос смятия

в биотите, варьирует от 10 до 450 кбар (Hörz, Ahrens, 1969; Stöffler, 1972), при этом по мере уменьшения давления, как отмечалось в кратере Рис (Engelhardt, Graup, 1977), падает среднее число полос смятия на зерно.

Геометрия полос смятия в импактированных биотитах может быть описана углами скручивания  $\delta$  и  $\epsilon$ , углом внешнего поворота  $\omega$  и шириной скрученной пластинки  $d$  (рис. III-1) (Schneider, 1972). Биотиты пород метеоритных кратеров, в отличие от биотитов слюдяных сланцев, характеризуются значительно большей разностью значений углов  $\delta$  —  $\epsilon$ , т. е. асимметрией полос смятия.

Величина асимметрии полос смятия варьирует в биотитах одинаковой стадии ударного метаморфизма, что (по мнению Шнайдера) связано с полиморфизмом, химическим составом и размером зерен каждого отдельного биотита. Максимальное изгибание будет наблюдаться в случае, когда плоскость (001) биотита ориентирована параллельно направлению фронта удара (Schneider, 1972).

Кроме полос смятия, механическое преобразование биотита в ударных волнах выражается в появлении в нем планарных элементов. Шнайдер (Schneider, 1972) наблюдал планарные элементы в биотитах кристаллических пород метеоритного кратера Рис на II (450 кбар) и III (550—600 кбар) стадиях ударного метаморфизма. В Болтышском кратере (Украина) они образуются в интервале давлений от 50—100 до 300—350 кбар (величина пикового давления определена по степени ударного метаморфизма кварца и полевого шпата) (Гуров, 1977). Представлены планарные элементы в биотите системой тонких параллельных плоскостей, от одной до четырех на зерно, с густотой до 150—170 трещин на 1 мм, имеющих при максимальных увеличениях оптического микроскопа вид тонких прямолинейных трещин спайности. Чаще всего они не декорированы, реже заполнены непрозрачны-

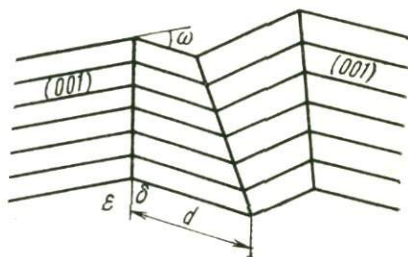


Рис. III-1. Геометрия полос смятия в импактированных биотитах:  $\epsilon$ ,  $\delta$  — углы скручивания;  $\omega$  — внешний угол поворота,  $d$  — ширина скрученной пластинки

ми точечными микровключениями рудного минерала (магнетита). Кроме линий магнетита, на рентгенограммах этих образований присутствовали линии с межплоскостными расстояниями 3,24; 1,66 Å и некоторые другие, окончательно недиагностированные (Гуров, 1977). Ориентированы планарные элементы в ударно-метаморфизованных биотитах параллельно следующим кристаллографическим направлениям: (111), ( $\bar{1}\bar{1}$ 1), (11 $\bar{2}$ ), ( $\bar{1}\bar{1}\bar{2}$ ) (Schneider, 1972). По мере нарастания пикового давления к плоскостям {031}, {3 $\bar{3}\bar{2}$ } присоединяются {101}, { $\bar{1}$ 31} и затем {403}, { $\bar{2}$ 63} (Гуров, 1977).

### III.2.6.

#### ОЛИВИН

Планарные элементы были обнаружены в экспериментально деформированном оливине (Müller, Hornemann, 1968, 1969; Sclar, 1969), в оливине из кратера, образовавшегося в результате ядерного взрыва (James, 1969), и в оливинах из образцов лунного грунта (Engelhardt et al., 1971). Для планарных элементов в оливинах из пород ядерных кратеров характерна ориентировка по плоскостям {100}, {112}, {111}, {131}, и их возникновение предположительно связывают с давлением в 200—400 кбар (James, 1969). В эксперименте (Sclar, 1969) при ударных нагрузках в 200—400 кбар в оливине получены планарные элементы по плоскостям {100}, {001}, {010} и реже по призме. Кристаллы оливина ( $\text{Fe}_{90}$ ), подвергнутые шокowym деформациям в 280, 330 и 440 кбар вдоль направления [010], показали, что количество «трещин», параллельных пинакоидам {100}, {010}, {001} и призмам {hk0}, {h0l} и {okl}, уменьшается с 40 до 25% с ростом нагрузки, в то время как количество планарных элементов, параллельных бипирамидам {hkl}, возрастает с 20 до 50% (Snee, Ahrens, 1975). В широком диапазоне давлений (50—430 кбар) были проведены эксперименты по ударному сжатию кристаллов оливина и образцов породы, состоящей из оливина ( $\text{Fe}_{90}$ , преобладающий в породе минерал), энстатита и небольшого количества хромдиоксида (Müller, Hornemann, 1969). В кристаллах оливина ударная волна распространялась по следующим направлениям: [100], [010], [001]. Нарушения в оливине в результате данных экспериментов представлены открытыми трещинками и мельчайшими ламелями. В оливине кроме контролируемых кристаллографических структур наблюдались неправильные трещины, волнистое погасание, мозаичность. Оказалось, что плоскостные структуры, параллельные {100}, {010}, {001}, {130} и {hkl} (табл. III-6), образуются как при низких, так и при высоких ударных давлениях. Оливиновые зерна, подвергнутые более низкому ударному давлению, отличаются от остальных меньшей концентрацией трещин и планарных элементов. Из табл. III-6 видно, что количество деформационных



Таблица III-6

Планарные элементы в оливине  
(Müller, Hornemann, 1969)

Материал	Направле- ние удара	p, кбар	Количес- тво изме- ренных зерен	Количес- тво измерен- ных пла- нарных элементов и трещин	Кристаллографическая ориенти- ровка, %		
					Пинакои- ды	Призмы {130}	Бипира- миды
Монокрис- таллы оли- вина	[100]	50	7	19	40	26	34
То же	[100]	65	10	31	40	26	34
»	[100]	130	13	34	30	15	55
»	[100]	190	10	20	30	15	55
»	[100]	260	10	26	30	15	55
»	[100]	320	33	72	30	15	55
»	[100]	370	10	36	30	15	55
»	[100]	430	14	46	30	15	55
»	[010]	320	19	65	25	29	46
»	[001]	320	22	58	26	5	69
Оливин в по- роде		260	21	74	54	11	35
То же		320	16	44	54	11	35

структур в зернах оливина из оливиновых пород больше, чем в монокристаллах. Главной причиной формирования планарных структур в оливине авторы считают снятие напряжений после прохождения упругих ударных волн (Müller, Hornemann, 1969).

Оливины из хондритов имеют планарные структуры, параллельные плоскостям {100}, {010}, {001}, {103} и {hkl}. Наличие планарных элементов по {130} и {hkl} связывается с действием ударных волн с амплитудой выше 100 кбар согласно экспериментальным данным (Müller, Hornemann, 1969).

### III. 2. 7.

#### ГРАНАТ

Альмандин, подвергшийся удару, найден в обломках гранатовых гнейсов из кратера Рис (Stähle, 1975). В нем отмечается наличие трещин, параллельных плоскостям {110} и {210}. Расстояние между трещинками составляет от 5 до 30 мкм. Некоторые зерна имеют более 7 различных направлений трещин. Обнаружено, что некоторые трещины заполнены мельчайшими кристалликами ортопироксена и шпинели, что, по мнению Штеле (Stähle, 1975), является результатом распада граната.

Штофлер (Stöffler, 1972) предполагает, что давление образования трещин по плоскостям {110} и {210} в гранате из кратера Рис порядка 200 кбар.



Кроме охарактеризованных выше минералов планарные элементы описаны для силлиманита из кратера Рис (ФРГ) (Stöffler, 1970) и скаполита из кратера Маникуаган (Канада) (Dworak, 1969).

### III. 3.

#### МЕТОДИКА ИНДИЦИРОВАНИЯ ПЛАНАРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Ориентировка планарных деформаций в кристаллах ударно-метаморфизованных минералов определяется на федоровском столике путем измерения углов между полюсами плоскостей планарных деформаций и осями индикатрисы. Последующее индцирование плоскостей планарных деформаций различно для одноосных и двuosных, а также двuosных ромбических, моноклинных и триклинных минералов.

Для одноосных диаплектовых минералов индцирование сводится к сопоставлению углов между полюсами планарных деформаций и оптической осью с углами между главной кристаллографической осью кристаллов данного минерала и гранями ( $hkl$ ). Последние легко находятся из стереографической проекции граней кристалла заданной симметрии (например, для кварца; см. табл. III-1).

Для двuosных минералов непосредственное сопоставление ориентировки планарных элементов с положением кристаллографических граней возможно только для ромбических кристаллов, для которых направления кристаллографических осей совпадают с осями индикатрисы.

Индцирование плоскостей планарных элементов в диаплектовых кристаллах минералов моноклинной и триклинной сингонии рассмотрим на примере актинолита и плагиоклаза. Актинолит, как известно, относится к моноклинным минералам и имеет  $a : b : c = 0,545 : 1 : 0,293$ ,  $\beta = 106^\circ$ ;  $N_p \wedge a = -1 \div 6^\circ$ ,  $N_m \parallel b$ ,  $N_g \wedge c = 11-17^\circ$ , пл. о. о.  $\parallel (010)$  (Трегер, 1968). Ориентировка главных кристаллографических направлений осей индикатрисы дана в табл. III-7 и на рис. III-2. В соответствии с этими данными, а также принципами геометрической кристаллографии при индцировании плоскостей планарных элементов в импактированном актинолите используются следующие параметры:  $N_g \wedge c = 16^\circ$ ;  $N_p \wedge a = 0^\circ$ ;  $N_m \parallel b$ . Далее на кальке, используя сетку Вульфа, проводятся следующие построения и вычисления: 1) наносятся направления кристаллографических осей и осей индикатрисы и определяются положения координатных граней (001), (010) и (100) из параллельности этих граней плоскостям  $yz$ ,  $xz$  и  $xy$  соответственно; 2) по известной ориентировке двуединичных граней (110) и (101) относительно осей индикатрисы (Соболев, 1954) методом развития зон находится положение единичной грани (111) и гра-

Таблица III-7

Ориентировка главных кристаллографических направлений актинолита относительно осей его индикатрисы (Соболев, 1964)

Направление	Оси индикатрисы		
	$N_g$	$N_m$	$N_p$
(100)	70—80	90	10—20
(010)	90	0	90
(001)	5—0—5	90	85—90—85
(110)	72—81	62	30—34
[001]	10—20	90	70—80
( $\bar{1}01$ )	26—36	90	54—64

Таблица III-8

Ориентировка некоторых кристаллографических элементов андезина № 35 относительно осей его индикатрисы

Направление	Оси индикатрисы		
	$N_g$	$N_m$	$N_p$
(010)	—15	87	75
( $0\bar{2}1$ )	—62	86	27
( $1\bar{3}0$ )	—38	—65	63
( $\bar{1}01$ )	—68	—41	57
(100)	83	—29	63
(110)	55	—39	75
(021)	28	—88	62
( $\bar{1}11$ )	51	47	69
(001)	70	88	20

ней ( $hkl$ ) (Загальская, Литвинская, 1973) (рис. III-3); 3) определяются углы между гранями ( $hkl$ ) и осями индикатрисы.

Результаты измерений, а также полюсы плоскостей планарных элементов переносятся на сетку Федорова (рис. III-4). Соответствующие кристаллографические индексы приписываются плоскостям планарных элементов, исходя из следующих положений: а) отклонение полюса планарного элемента от плоскости ( $hkl$ ) может достигать  $10^\circ$ ; б) в случае неоднозначности предпочтение отдается наиболее простому индексу.

Для плагиоклаза (триклинная сингония) ориентировка необходимых кристаллографических элементов относительно осей индикатрисы определяется по диаграмме Никитина (Соболев, 1964) и в табл. III-8 приведена в качестве примера для андезина № 35.

Для удобства геометрических построений необходимо далее перейти к новой системе координат (установке), где грани (010) и (100) имеют координаты  $\varphi=0$ ,  $\rho=0^\circ$  и  $\varphi=x$ ,  $\rho=0$  соответственно (где  $x$  — угол между гранями (010) и (100) на диаграмме) (рис. III-5). Положение грани (001) определяется по ориентировке относительно граней (100) и (010) (угловые величины также взяты с диаграммы). Для получения возможных граней

<sup>1</sup> Неопределенность в индицировании связана с ошибками измерения на Федоровском столике, которых невозможно избежать вследствие уменьшающегося двойного лучепреломления многих зерен, мозаицизма, волнистого погасания и декорирования планарных элементов. Свой вклад в суммарную ошибку вносят также вариации состава минерала и ошибки геометрических построений. Отсюда допускается область погрешности радиусом в  $10^\circ$ .





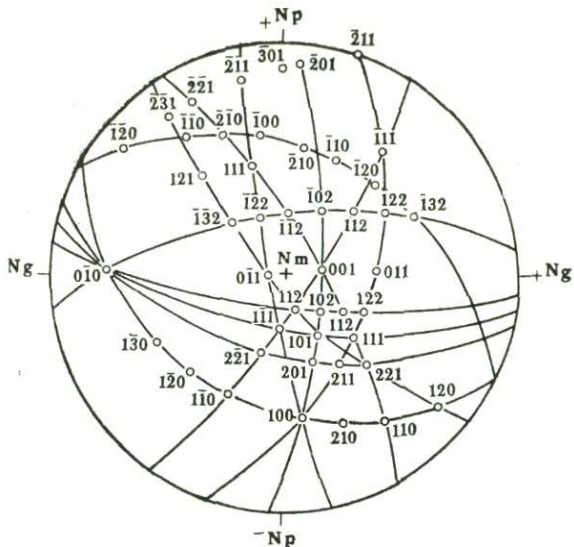


Рис. III-5. Проекция кристаллографических граней плагноклаза, по В. С. Соболеву (1954)

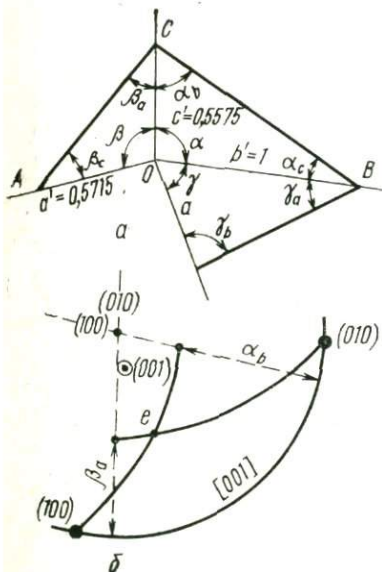


Рис. III-6. Вспомогательные треугольники для вычисления положения единичной грани

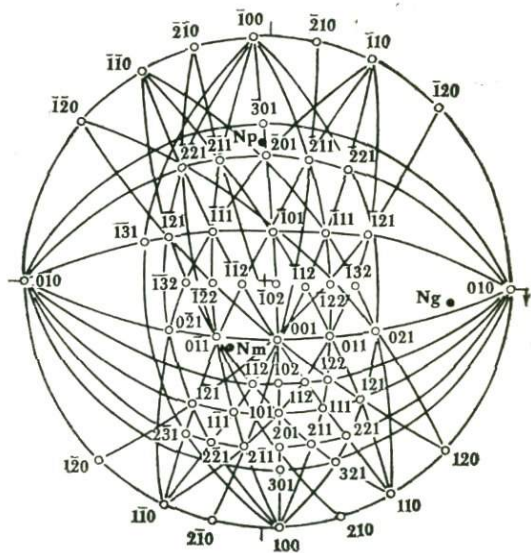


Рис. III-7. Преобразованная проекция кристаллографических граней плагноклаза

плаггиоклаза необходимо вычислить положение единичной грани, так как в этом случае из диаграммы мы располагаем данными об ориентировке только одной двуединичной грани (110), а не двух, как при построениях для индцирования планарных элементов в актинолите. Для этого необходимо по исходным данным ( $a:b:c=0,6355:1:0,5517$ ,  $\alpha=93^{\circ}23'$ ,  $\beta=116^{\circ}28'$ ,  $\gamma=89^{\circ}58'$ ) из вспомогательных треугольников ВОС и АОС (рис. III-6) вычислить величины  $\alpha_{\beta}$  и  $\beta_{\alpha}$  по формулам:  $\operatorname{tg} \alpha_{\beta} = b:a$ ,  $\beta_{\alpha} = \arcsin \left[ \frac{\alpha \sin \beta}{x} \right]$ , где  $x = \sqrt{a^2 + c^2 - 2ac \cos \beta}$ . Для этого из точек (100) и (001) проводятся дуги, образующие с окружностью основного круга (проекций оси  $z$ ) углы  $\alpha_{\beta}$  и  $\beta_{\alpha}$  соответственно. Точка пересечения этих дуг ( $e$ ) и есть проекция единичной грани (Загальская, Литвинская, 1973). Метод развития зон и переход к старой установке одинаковы при индцировании плоскостей планарных элементов плаггиоклаза и актинолита (рис. III-5, рис. III-7).

### III. 4.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный выше обзор литературных данных по планарным деформациям некоторых главных породообразующих минералов позволяет сделать ряд выводов. И прежде всего необходимо подчеркнуть, что из всех типов планарных деформаций только *планарные элементы являются однозначным признаком ударного метаморфизма*, тогда как все остальные возникают также при обычных геологических процессах и при статических нагрузках в экспериментах.

*Как планарные элементы, так и планарные трещины могут быть индикаторами силы ударного метаморфизма*, так как в зависимости от величины пикового давления меняются количественные соотношения между планарными деформациями различной ориентировки: с повышением нагрузки увеличивается доля необычных направлений, редко проявляющихся (или вовсе отсутствующих) при статических нагрузках. Это справедливо для всех достаточно изученных минералов — кварца, полевых шпатов, биотита, амфиболов, пироксенов.

Планарные трещины образуются при меньших нагрузках, чем планарные элементы: 50—100 и 75—300 кбар соответственно для кварца, 100—150 и 150—330 кбар для плаггиоклаза и т. д. Наоборот, деформационные пояса, мозаицизм, двойники, пояса с диффузными границами имеют широкие интервалы формирования и поэтому не являются специфическими индикаторами ударных нагрузок. Так, полосы смятия в биотите могут сформироваться при динамических давлениях примерно от 10 до 450 кбар (Schneider,

1972). Образование двойников в пироксене происходит в диапазоне давлений примерно от 50 до 400 кбар (Hornemann, Müller, 1971). Пояса с диффузными границами формируются в большинстве силикатов в интервале 50—350 кбар.

Следует также учитывать, что *разные минералы на одну и ту же величину пикового давления реагируют по-разному*. Особенно отчетливо это проявляется в полиминеральных породах, поскольку менее плотные и более сжимаемые фазы должны демонстрировать большее ударное сжатие в смеси и, следовательно, быть более деформированными.

И наконец, приходится, с сожалением, констатировать, что *оценки давлений*, получаемые при сравнении тех или иных планарных деформаций с результатами экспериментальных исследований, *завышены*. Они дают реальное представление о направлении распространения ударной волны, но не о величине нагрузок в той или иной точке кратера.

В общем, изучение планарных деформаций является важным средством диагностики космогенных структур, а с учетом сделанных выше оговорок — и некоторых характеристик процесса их формирования.



### МЕТЕОРИТНЫЙ КРАТЕР ШУНАК

#### IV. 1.

##### ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

Астролема Шунак расположена в северо-западном Прибалхашье на территории Джекказганской области Казахской ССР в 40 км к западу от железнодорожной станции Мойнты (в 160 км к западу-северо-западу от г. Балхаш). В некоторых геологических работах структура называется «цирк Аршалы».

Впервые предположение о принадлежности структуры Шунак к древним метеоритным кратерам было высказано Б. С. Зейликом и В. А. Сушковым (1976). Все предыдущие исследователи считали структуру вулканогенной или вулканогенно-тектонической. Так при геологической съемке (Т. А. Белякова и др.), проведенной в 1967—1968 гг., и предшествовавших ей аэромагнитных и гравиметрических работах структура считалась реликтовым паразитическим вулканокуполом (девонского возраста), у которого, по мнению Т. А. Беляковой и А. В. Авдеева, «центральная котловина образовалась на месте вулканического канала, заполненного неким липаритовых порфиров». Резкая выраженность котловины в современном рельефе объяснялась неотектоническими движениями, при которых «поднятие купола происходило быстрее, чем поднятие собственно некка». Н. П. Четверикова считает котловину эрозионной формой и ее возникновение объясняет размывом трещиноватой центральной части древнего (девонского) вулканокупола, под которым размещается штокообразное субвулканическое тело. К субвулканическим постройкам Шунак был отнесен также В. В. Ключкиным и Д. Ф. Виньковецкой (1970).

Отмечая уникальность структуры для районов девонского вулканизма Центрального Казахстана, А. В. Авдеев рассматривал и метеоритную гипотезу образования цирка Аршалы, но отверг ее как несостоятельную, на что, по его мнению, указывают «...отсутствие магнитной аномалии над этой структурой и весьма характерная стремительная струйчатость течения игнимбритов крыльев купола».

Исследования авторов данной работы, проводившиеся на структуре Шунак в 1976—1977 гг. в тесном содружестве с Балхашской комплексной геолого-геофизической экспедицией ЦКТГУ (Б. С. Зейлик), ЛО ИЗМИР АН СССР (Э. С. Горшков), ИФЗ

АН СССР (Б. А. Иванов), позволили показать, что структура является древним метеоритным кратером (Фельдман и др., 1979; Feldman et al., 1978).

## IV. 2.

### МОРФОЛОГИЯ СТРУКТУРЫ

Палеократер Шунак в плане представляет правильную окружность диаметром 2,5 км (между водораздельными гребнями). Окаймляющий структуру кольцевой гребень в юго-юго-восточной части прорезан долиной сезонного водотока. Ширина долины 150—200 м (рис. IV-1).

Гребень имеет асимметричное строение: более крутой его склон обращен внутрь кратера. При этом западный и северо-западный борта кратера круче (25—30°), восточный положе (в среднем 15—20°). Восточный борт помимо этого характеризуется перегибом: верхняя его часть более крутая (до 20—25°), нижняя — более пологая (около 10°). Все эти стилиции хорошо прослеживаются на аэрофотоснимках. Для бортов кратера характерен вогнутый профиль в отличие от выпуклых склонов сопок на прилегающей территории. Дно структуры уплощенное, наклонное к руслу сухого водотока; диаметр кратера по дну около 2 км (рис. IV-2).

И склоны, и дно прорезаны руслами временных потоков. На склонах они образуют простую радиальную сеть, без характерного для данного района вообще дендроподобного ветвления в верховьях. Простую, почти прямолинейную форму сухие русла имеют и на днище, но здесь их ориентировка не радиальная, а перистая, устремленная к выходу из кратера. В целом характер водотоков свидетельствует о двух этапах их формирования, причем на первом этапе базисом эрозии служило дно кратера, на втором — русло Баяулысяя, расположенное к юго-юго-востоку от кратера. Конусы выноса радиальных водотоков, сливаясь в основании склонов, образуют пологую (около 5°) поверхность, являющуюся переходной от склонов к днищу.

Превышения водораздельного гребня над местом пересечения границы кратера сухим руслом колеблются от 280 м (на западном борту) до 80 м (в юго-восточной части). Окружающие долины к востоку и юго-востоку от кратера лежат ниже на 20—50 м, к западу и северо-западу местность повышается, что хорошо соответствует положению структуры на северо-востоке оконечности горного массива Шунак.

Сравнение с характерными соотношениями диаметра и глубины для метеоритных и взрывных вулканических кратеров свидетельствует о том, что Шунак по своей морфологии относится к метеоритным кратерам. Так, наклон гребня внутри метеоритных кратеров, по размеру близких к Шунаку, составляет 28—45°, чаще всего  $31 \pm 2^\circ$  (Siegal et al., 1973). Для Шунака эта величина до-



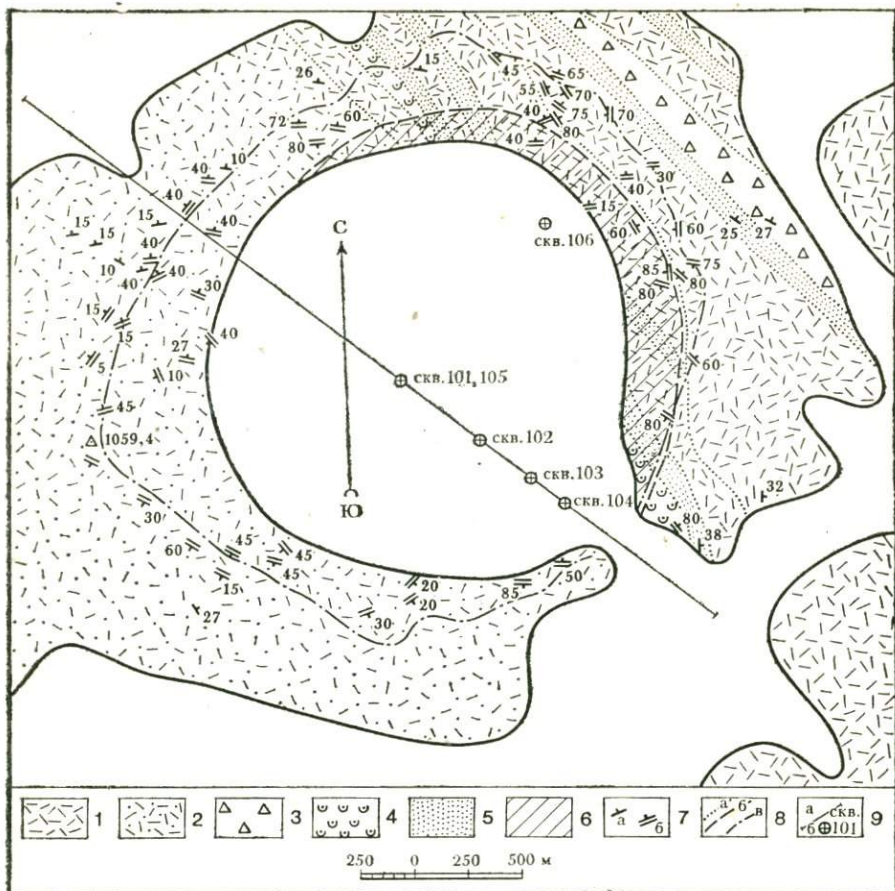


Рис. IV-1. Схема строения метеоритного кратера Шунак.

1 — игнимбритоподобные липаритовые порфиры; 2 — игнимбритоподобные дацитовые порфиры; 3 — лавовые брекчии липаритовых порфиров; 4 — туффиты; 5 — туфогенные песчаники; 6 — аутигенные брекчии; 7 — элементы залегания вулканогенных пород; а — нормальные, б — в зоне цокольного вала кратера; 8 — границы: а — типов пород, б — кратера, в — водораздельный гребень; 9 — а — линия разреза, б — положение скважин

стигает 25—30°, что с учетом эрозионной переработки дает весьма хорошее совпадение. Отметим также, что под третичными глинами, частично выполняющими кратер, борт кратера сохраняет свою форму — угол его наклона (по данным ВЭЗ, см. ниже) составляет 20—27°.

Общая глубина кратера составляет 590—620 м и, таким образом, отношение глубины к диаметру около 0,24. В то же время известно, что у метеоритных кратеров эта величина достигает



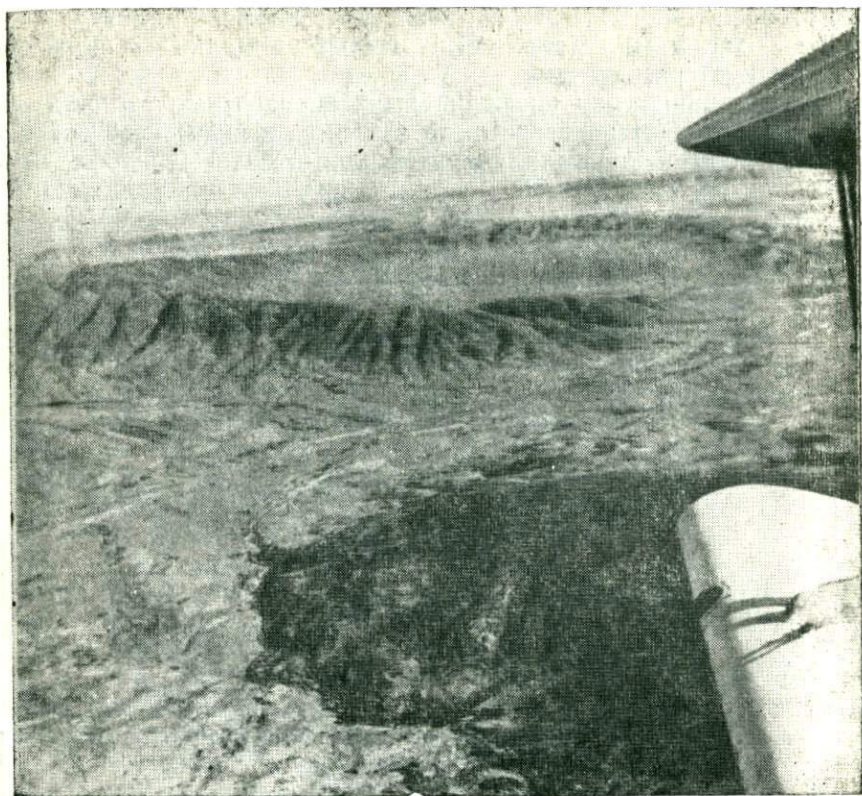


Рис. IV-2. Метеоритный кратер Шунак. Вид с юго-юго-запада с высоты около 1,0 км

0,25—0,33 для мелких структур (диаметром  $n \times 100$  м), а с ростом диаметра уменьшается, составляя 0,02—0,05 в крупных ( $n \times 10$  км) астроблемах (Smith, 1973; Siegal et al., 1973; Dence et al., 1977; Pike, 1971). Для вулканических (эксплозивных, вершинных и обвальных) кратеров эти соотношения обычно не менее 0,34—0,42 (Smith, 1973) вследствие того, что вулканические кратеры имеют воронкообразную форму, тогда как у метеоритных она полусферическая или уплощенная.

### IV. 3.

#### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СТРУКТУРЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Кратер Шунак выделяется в гравитационном поле интенсивной отрицательной аномалией округлой формы по размерам не-

много больше, чем сама геологическая структура. Амплитуда аномалии более 5 мГл (рис. IV-3). Центр аномалии совпадает с центром кратера.

Для интерпретации аномалии была определена плотность пород в районе кратера денситометрическим способом на 30 образцах игниобритоподобных липаритовых и дацитовых порфиров и

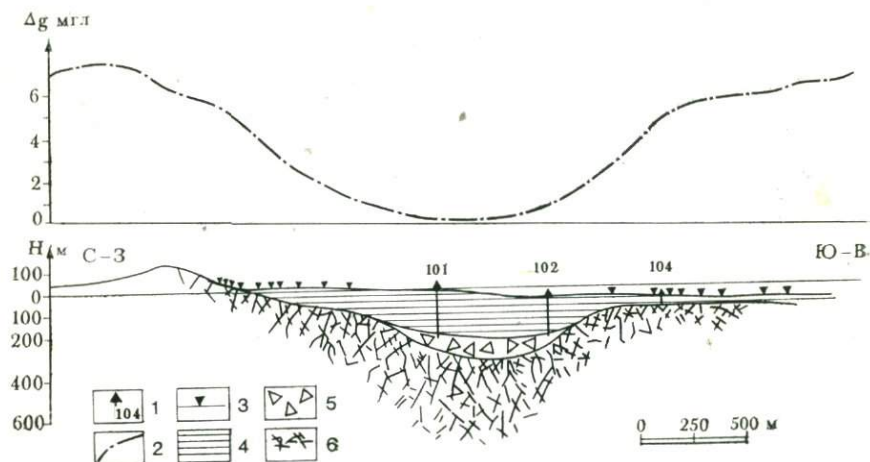


Рис. IV-3. Схематический разрез кратера Шунак по геофизическим данным. 1 — скважины, 2 — кривая аномалии силы тяжести в редукции Буге, 3 — точки ВЭЗ, 4 — озерные отложения, 5 — аллогенная брекчия, 6 — аугитенная брекчия и зона трещиноватости

4 образцах озерных глин заполняющего комплекса и плотность пород в естественном залегании. Для вулканических пород максимальная плотность составляет  $2,52 \text{ г/см}^3$ , минимальная —  $2,38 \text{ г/см}^3$ , средняя плотность —  $2,44 \text{ г/см}^3$ . Дисперсия плотностей составляет  $0,0015 \text{ г}^2/\text{см}^6$ , среднеквадратическая ошибка  $0,001 \text{ г/см}^3$ . Несимметричность гистограммы относительно максимума указывает на неоднородный состав группы отобранных образцов. Плотность вулканитов в естественном залегании (по методу Неттльтона) составляет  $2,3 \text{ г/см}^3$ , ниже плотности в образцах, что связано с наличием трещин и нарушением сплошности пород. Среднее значение плотности глин, которая не изменилась и после 10-минутного вымачивания пород, составляет  $1,88 \text{ г/см}^3$ .

Избыточная плотность между вулканитами и глинами составляет, таким образом,  $0,4\text{--}0,5 \text{ г/см}^3$ . При такой избыточной плотности  $2,8\text{--}3,0 \text{ мГл}$  из общей амплитуды аномалии связаны с озерными отложениями, заполнившими кратер после его образования (средняя мощность отложений по данным бурения около 180 м). Была сделана попытка выделить влияние глин из общей аномалии, для чего рассчитывался прямой эффект отложений, запол-



няющих кратер, с различной эффективной плотностью. Разностная аномалия имеет в центре небольшую положительную аномалию, которую можно объяснить уплотнением глин на большой глубине, так как на глубинах 150—200 м действительно плотность глин может увеличиваться на 0,1—0,3 г/см<sup>3</sup>. Наличие центрального поднятия не выявлено ни электроразведкой, ни бурением.

Оставшиеся после учета влияния эффекта глин 2,5 мГл связаны с выбросом и дроблением горных пород при образовании кратера. Указанное значение укладывается в зависимость амплитуды гравитационной аномалии от размеров, установленную для метеоритных кратеров (Дабижа, 1976). При разности плотностей между раздробленными породами и ненарушенными в среднем около 0,1 г/см<sup>3</sup> грубая оценка дает мощность раздробленных пород порядка 0,7 км. Эта принятая эффективная плотность наблюдается для многих известных метеоритных кратеров.

«Дефектная» масса структуры Шунак, которую можно интерпретировать как количество раздробленного и удаленного при взрыве материала, составляет  $(2,6—3,1) \cdot 10^8$  т, глубина до центра тяжести — 0,4 км. Эти значения также укладываются в зависимости от размеров структур, установленных для метеоритных кратеров (Дабижа, Федьинский, 1977). Эти параметры позволяют сузить круг возможных плотностных моделей кратера. Ни одно тело с вертикальными контактами типа жерлового не удовлетворяет наблюдаемой кривой, что говорит против вулканического происхождения кратера.

Наблюдаемой кривой отвечает модель с центром тяжести 0,45 км, состоящая из пяти дисков 200-метровой толщины с углами падения около 50°. Это тело соответствует форме линзы брекчированных пород, верхний диск — линзе озерных отложений.

Лучшее совпадение получается для модели кратера, состоящей из четырех сферических линз. Верхняя линза с плотностью 0,55 г/см<sup>3</sup> соответствует озерным глинам, остальные три с плотностью 0,3; 0,13 и 0,06 г/см<sup>3</sup> — аллогенной и аутигенной брекчии и отражают изменение степени дробления с глубиной. Таким образом, характеристика гравитационного поля кратера Шунак соответствует структурам метеоритного происхождения.

В магнитном поле кратер Шунак не находит такого четкого отражения, как в гравитационном. Интенсивное знакопеременное магнитное поле слоистой толщи девонских вулканогенных пород оконтуривает относительно спокойное поле центральной части кратера. Можно отметить понижение вертикальной составляющей магнитного поля на 20—30 γ в пределах структуры. По краям структуры отмечается сильная дисперсия поля до 100—200 γ, связанная с приповерхностными неоднородностями: разнородно намагниченными вулканитами, которые по магнитной восприимчивости разделяются на две группы с  $\chi_{\text{ср}} = 27 \cdot 10^{-6}$  CGS и  $\chi_{\text{ср}} = 360 \cdot 10^{-6}$  CGS, хотя петрографически образцы не различимы. Только вторая группа может создавать заметные аномалии поряд-



ка 100 γ (магнитные свойства определялись на тех же образцах, на которых определялась и плотность).

Незначительное повышение напряженности поля в центральной части кратера (до 20 γ) может быть вызвано телом большой мощности, расположенным на глубине 1,3 км и не связанным с внутренним строением кратера. Над промоиной в юго-восточной части кратера, где вал кратера уничтожен эрозией, скачок в магнитном аномальном поле указывает на границу кратера. Глубина до аномалообразующего тела в этом месте около 50 м, что согласуется с данными электроразведки. Погребенный край воронки фиксируется также по данным электроразведки (электрозондирование и электропрофилирование).

Построение модели кратера по магнитному полю значительно труднее из-за сложности магнитного поля (так как неизвестно распределение намагниченности пород внутри кратера) и из-за недостаточного понимания механизма образования магнитных аномалий для метеоритных кратеров. Известно только, что породы при ударе размагничиваются, а также нарушается закономерная ориентировка намагниченных фрагментов в зоне брекчирования.

По данным электроразведки удалось проследить поведение подошвы озерных отложений, кажущееся сопротивление которых составляет 3—5 Ом·м. На краях структуры выявлено также выклинивание аллогенной брекчии с сопротивлением около 30 Ом·м. Сопротивление аутигенной брекчии составляет сотни омметров. Нижняя граница брекчии установлена в непосредственной близости от внутреннего края кратера. Форма дна кратера сложная, имеет вид вложенных воронок разного диаметра. Краевые части дна имеют более пологое падение (20—27°), чем центральные (30—35°). По данным электроразведки это отмечалось и на других кратерах (например, на кратере Рис — Ernston, 1974). В юго-восточной части кратера на месте промоины при помощи электропрофилирования выделена граница воронки (см. рис. IV-3), что отмечается и в магнитном поле.

Таким образом, анализ геофизических материалов свидетельствует в пользу ударно-взрывного происхождения структуры Шунак.

#### IV. 4.

##### **ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МИШЕНИ И ИМПАКТИТОВ**

В геологическом строении кратера Шунак можно выделить следующие комплексы: а) *цокольный*, сложенный вулканогенными и обломочными породами девонского возраста и аутигенными

брекчиями; б) *коптогенный*, представленный аллогенными брекчиями; в) *заполняющий*, к которому относятся третичные осадочные породы.

#### IV.4.1.

##### ЦОКОЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС

Цокольный комплекс сложен игнимбритоподобными липаритовыми и дацитовыми порфирами, туфогенными песчаниками и туффитами, относящимися, по данным Н. П. Четвериковой, к шунакской свите ниже-среднедевонского возраста.

**Игнимбритоподобные липаритовые порфиры** слагают восточную и северо-восточную части кратера. Это желтовато-бурые породы порфировой структуры, в которых помимо неориентированных вкрапленников кварца (10—15%), плагиоклаза (10—30%) и калиевого полевого шпата (5—20%) отмечается также небольшое количество обломков вулканических пород размером 1—1,5 см, изредка больше. Под микроскопом, кроме того, отмечены рудный минерал (до 1—3%) и циркон.

Вкрапленники андезина № 34—45 (1—3 мм) нередко разбиты поперечными трещинами, причем фрагменты разобщены основной массой. Отмечаются также отдельные осколки плагиоклаза. Такие особенности характерны для липаритовых порфиров флюидпорфировых комплексов (Коптев-Дворников и др., 1967). Триклинный промежуточный ортоклаз образует несколько более мелкие (0,5—3 мм) кристаллы. Кварц наблюдается в изометричных зернах (0,8—1,5 мм) обычно с отчетливыми признаками коррозии основной массой. При скрещенных николях в нем наблюдается псевдодвойниковое строение — решетчатое погасание, весьма характерное для кварца флюидпорфировых комплексов. Кроме того, в кварце наблюдаются системы параллельных трещин (одна, реже две, крайне редко три) с расстояниями между ними до 0,1 мм. Измерениями на столике Федорова устанавливается, что чаще всего трещины параллельны  $\{10\bar{1}0\}$  ( $P:c=79-82^\circ$ ), реже  $\{0001\}$  ( $P:c=0^\circ$ ), еще реже  $\{1122\}$  ( $P:c=44-47^\circ$ ) или  $\{10\bar{1}1\}$  ( $P:c=52^\circ$ ). Трещины первых двух направлений отмечены также в кварце маломощных прожилков, что говорит об образовании этих трещин после застывания пород и формирования в них кварцевых прожилков.

Обломки вулканических пород принадлежат основной массе кислых (светлое стекло, часто раскристаллизованное в гранобластовый агрегат) и основных (с микролитовой структурой) эффузивных пород.

Основная масса, в которой беспорядочно, но равномерно распределены вкрапленники, представлена перекристаллизованным стеклом с микрогранобластовой, местами фельзитовой структурой массивной, иногда флюидалльной микротекстурой.





Рис. IV-4. Аутигенная брекчия игнимбризовидных липаритовых порфиров. Кратер Шунак

**Игнимбритоподобные дацитовые порфиры** слагают северо-западную, западную и юго-западную части кратера и отличаются буровато-коричневым цветом. Вкрапленники в них представлены кварцем и плагиоклазом, характеристики которых аналогичны приведенным выше. Существенно отсутствие вкрапленников калиевого полевого шпата и присутствие иногда цветного минерала (пироксена — ?), полностью замещенного хлоритом. Отмечены (помимо вкрапленников) обломки измененного вулканического стекла и кислых эффузивных пород местами со сферолитовой раскristализацией. Основная масса дацитовых порфиров сложена микрогранобластовым агрегатом, сформировавшимся по стеклу, и имеет флюидальную микротекстуру.



**Туффиты и туфогенные песчаники** встречены в ограниченном количестве в юго-восточной и северо-восточной частях кратера, где они, вероятно, слагают маломощные прослои среди эффузивов и, возможно, представляют собой продукт местного размыва.

**Аутигенные брекчии** картируются в кратере вдоль восточного склона, где ими сложена нижняя пологая часть между крутым бортом во вмещающих эффузивах и очень пологим пролювиальным подножием. Видимая ширина выходов аутигенной брекчии липаритовых порфиров составляет 50—150 м. Кроме того, отдельные выходы аналогичных брекчий дацитовых порфиров отмечены у подножия северного склона. К этой же группе, вероятно, следует отнести трещиноватые породы, встреченные в скв. 104 (глубина 36,0—38,0 м) в юго-юго-восточной части кратера.

Макроскопически они представляют агрегат разноразмерных обломков (от 10—20 см до 0, *n* см), сцементированный более мелкими осколками и гидроокислами железа (рис. IV-4). В шлифах фиксируются трещины, секущие порфиновые выделения и основную массу липаритовых порфиров. Наблюдается также дробление обломков пород (в игнимбритоподобных разностях). В отличие от тектонических брекчий типично отсутствие зеркал скольжения и направленного перемещения обломков, благодаря чему поверхность обнажений имеет изотропно-комковатый облик.

#### IV. 4. 2.

#### КОПТОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС

**Аллогенные брекчии** на поверхности нигде в кратере не обнажены и отмечены только в скважинах: 101, гл. 185,0—248,0 м; 102, гл. 210,0—224,0 м; 105, гл. 196,0—220,0 м; 106, гл. 186,0—200,0 м. Подошва аллогенных брекчий ни одной из скважин не достигнута, но по геофизическим данным их мощность в центре кратера может быть оценена примерно в 100 м. Площадное распространение этих пород весьма неравномерно и скорее всего не превышает 30—40% площади дна кратера (главным образом в центральной части).

Аллогенные брекчии состоят из обломков и глыб вулканогенных пород размером, по крайней мере, до 1,5 м, сцементированных глинистым и песчано-глинистым материалом. Соотношения материала разной крупности незакономерно изменяются, однако получить количественную гранулометрическую характеристику не удается из-за рыхлости пород и плохого выхода керна.

В мелкообломочной (псаммитовой) фракции аллогенных брекчий (скв. 105, гл. 218 м) отмечены обломки прозрачного светлоричного стекла с характерным блеском и раковистым изломом. Размеры обломков 0,2—0,4 мм. Под микроскопом стекло изотропное без включений или продуктов раскристаллизации.

Показатель преломления стекла  $1,546 \pm 0,002$ . Указанные особенности четко отличают стекло из аллогенных брекчий от вмещающих вулканитов и позволяют предполагать, что это стекло является продуктом ударного плавления. Других признаков расплавленных пород в кратере Шунак не встречено.

В скв. 103 (49,0—54,0 м) наблюдались крупнозернистые пески, залегающие на сильно трещиноватых липаритовых порфирах и представляющие собой базальные горизонты заполняющего комплекса, сложенные продуктами размыва невыветрелых аллогенных брекчий. В этих песках обнаружены обломки кварца с четкими планарными элементами по  $\{10\bar{1}0\}$  и  $\{1\bar{1}21\}$ , которые свидетельствуют об ударных нагрузках более 250 кбар. Помимо этого широко развитым в кварце аллогенных брекчий и продуктов их размыва пользуются планарные трещины по  $\{0001\}$ ,  $\{11\bar{2}2\}$ ,  $\{10\bar{1}\bar{1}\}$ , которые не могут служить доказательством ударного воздействия.

#### IV.4.3.

#### ЗАПОЛНЯЮЩИЙ КОМПЛЕКС

Заполняющий комплекс представлен глинистыми и глинисто-песчаными отложениями, выполняющими кратер и пересеченными скважинами; 101, гл. 0,0—185,0 м; 102, гл. 0,0—210,0 м; 103, гл. 0,0—54,0 м; 104, гл. 0,0—36,0 м; 105, гл. 0,0—196,0 м и 106, гл. 0,0—186,0 м. Нижняя часть разреза этого комплекса сложена зеленоцветными глинами, иногда с тонкими прослоями песчаных пород и редкими валунами и обломками эффузивов. Мощность непостоянная и достигает 157 м (скв. 102). В этих глинах Т. А. Беляковой и другими обнаружены обильные отпечатки растений, которые позволили И. В. Васильеву (ВСЕГЕИ) отнести эту толщу к миоцену. Верхняя часть разреза (мощностью до 80—85 м) представлена красновато-коричневыми, иногда пестрыми неяснослоистыми глинами и содержит в низах остатки гастропод нижнеплиоценового времени, собранные Т. А. Беляковой и др.

Таким образом, в третичное время кратер был занят озером, в котором отлагались продукты выветривания и размыва его склонов. Следует отметить, что, по данным Т. А. Беляковой и др., миоценовые глины фиксируются во всех крупных долинах вокруг кратера (Бояулысай на юго-востоке, Алтывайт на северо-западе и др.), указывая, что к моменту образования кратера основные черты рельефа территории в общем соответствовали нынешнему.

Эти соотношения кептогенного и заполняющего комплексов позволяют отнести время образования кратера к миоцену (около 10—12 млн. лет назад).



#### IV. 4. 4.

#### ТРЕЩИНОВАТОСТЬ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОРОД

Трещиноватость вмещающих кратер пород имеет сложный характер. В них различаются две системы трещин. Первая система в липаритовых и дацитовых порфирах падает вблизи ма обнаруживает отчетливую связь с флюидалностью в эффузивных породах и представлена трещинами отдельности. Флюидакратера на север и северо-восток под углами до 15—30°.

На гребне, окружающем кратер, и на склонах этого гребня (как в кратер, так и от него) ориентировка флюидалности хорошо отличается от обычной. На западном борту падения достигают 40—50° на юго-восток (200—220°), на восточном и юго-восточном борту падение флюидалности либо становится более крутым (до 40—80°) при общем сохранении азимутов падения (60—80°), либо азимуты падения меняются на обратные (240—280°), а углы падения составляют 75—85°. Таким образом, на бортах кратера происходит «задирание» и «выкручивание» элементов залегания пород, быстро затухающее (на расстоянии 200—300 м от гребня) по мере удаления от кратера. Следовательно, гребень водораздела, окружающий кратер, — это хорошо сохранившийся цокольный вал, строение которого типично для кратеров небольшого ( $n$  км) размера (см. гл. I; Dence et al., 1977).

Помимо трещин отдельности отчетливо фиксируется вторая система трещиноватости, секущая первую под произвольными углами. Для второй системы характерны трещины следующих типов: 1) близвертикальные с простирающими, ориентированными радиально по отношению к кратеру; 2) близвертикальные и крутонаклонные от кратера с простирающими концентрическими по отношению к нему; 3) пологопадающие (15—30°) внутрь кратера и также имеющие концентрическое относительно кратера простираание. В последнем случае поверхность трещин нередко имеет облик зеркал скольжения.

Характерной чертой зон развития такой трещиноватости (наиболее четко проявленной в средней части восточного и северо-восточного борта) является наличие здесь конусов разрушения — слабовыпуклых поверхностей с характерной скульптурой из конусовидных, дихотомически ветвящихся пучков борозд. Вершины таких пучков ориентированы к центру кратера или от него. Отличия описанной текстуры от типичных конусов разрушения, известных в осадочных породах (Карский кратер, Штейнхейм, Кентленд и др.), скорее всего связаны с особенностями пород мишени (флюидалные эффузивы) и требуют дальнейшего изучения. Отметим лишь, что сходные плохо выраженные конусы наблюдались нами также в краевых частях Карского кратера (ручей Лагерный). Аналогичные конусы описаны в кратере Лонар в Индии (Fredriksson et al., 1973).



Таким образом, структура Шунак является наложенной по отношению к пологопадающей толще вулканогенных пород девонского возраста.

#### IV. 5.

##### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

О метеоритном происхождении структуры Шунак свидетельствуют следующие особенности:

- 1) молодой возраст (около 12 млн. лет) и хорошая сохранность, исключаящие связь морфоструктуры с вулканизмом, возраст которого в рассматриваемом районе не поднимается выше девона;
- 2) характерная морфология структуры, типичная (по профилю) для метеоритных кратеров и четко отличающаяся от вулканических; наложенный характер структуры;
- 3) четко выраженная отрицательная аномалия силы тяжести; спокойное магнитное поле, отличное от поля над окружающими породами и дающее округлую в плане аномалию;
- 4) специфический облик пород, развитых внутри кратера (аутигенные и аллогенные брекчии) и отсутствующих за его пределами;
- 5) наличие во вмещающих эффузивах двух систем трещиноватости и конусов разрушения с характерной ориентировкой; изменение («задираание») элементов залегания флюидалности эффузивов вдоль края кратера;
- 6) присутствие в кварце из аллогенных брекчий планарных элементов (отвечающих экспериментальным нагрузкам 250—300 кбар) и недевитрифицированного стекла (отличного от основной массы вмещающих кратер вулканитов).

Все, вместе взятое, позволяет считать Шунак метеоритным кратером со значительной степенью сохранности первоначальной морфологии. Полностью уничтожены эрозией лишь насыпные элементы кратера — вал, закратерные выбросы. Частично эродирована также верхняя часть склонов цокольного вала.

Из зарубежных кратеров к Шунаку весьма близок по размерам Brent, имеющий диаметр 3,5—4,0 км и залегающий в кристаллических породах Канадского щита (Grieve, 1978). Brent довольно хорошо изучен, и здесь в буровых скважинах обнаружены расплавные породы. В Шунаке такие образования пока известны лишь в виде редких обломков стекол. В этом отношении он сходен с кратером Уаркзис в северо-западной Сахаре (Fabre et al., 1970), имеющим поперечник 2,5—2,6 км и по характеру деформаций почти копирующим Шунак. Расплав в Уаркзисе также пока не обнаружен.

Такое положение объясняется скорее всего тем, что в кратерах этого размера расплав образуется в небольших количествах: для

Шунака оно было оценено Б. А. Ивановым примерно в  $3 \times 10^7$  м<sup>3</sup>, что соответствует залежи мощностью около 10 м при диаметре около 1000 м; для Брента максимальная мощность линзы расплавленных пород 34 м (Grieve, 1978). При этом расплав не весь образует залежь у дна кратера: часть его попадает в возвращенные зювиты, часть в закратерные выбросы (в Аризонском кратере в США диаметром 1,2 км линза расплавленных пород отсутствует, а стекла известны лишь в выбросах; Вдовыкин, 1971; Roddy et al., 1975). Поэтому поиски расплавленных пород в кратерах рассматриваемого типа требуют значительных объемов бурения.

### МЕТЕОРИТНЫЙ КРАТЕР ЭЛЬГЫГЫТГЫН

Метеоритный кратер Эльгыгытгын расположен в центральной части Анадырского плоскогорья в 250—270 км к юго-юго-востоку от г. Цевек. Это район низкогорного среднерасчлененного рельефа с абсолютными отметками 450—950 м и превышениями до 400—420 м. Вследствие интенсивного развития процессов морозного выветривания район оз. Эльгыгытгын крайне беден коренными выходами горных пород. Район безлесный, тундровый, за пределами кратера заболоченный.

#### V. 1.

##### ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУРЫ

Первым исследователем, увидевшим оз. Эльгыгытгын (чужот. — озеро чистой воды), был С. В. Обручев (1934), наблюдавший его с самолета. Он же был первым исследователем, достигшим озера и отметившим, что оно «имеет типичную форму кратера», «лежит в кальдере вулкана и является исключительным явлением в ландшафте Северо-Восточной Азии» (Обручев, 1936), что «мы имеем дело скорее с фреатическим (газовым) взрывом, чем с провалом вулканического конуса» (Обручев, 1938), а «его сходство с лунным кратером, кажется ... еще разительнее (с земли), чем с самолета. Громадные размеры этого кратера — поперечник впадины достигает 17 км, а ширина озера 12 км — ставят его наравне с маленькими лунными кратерами» (Обручев, 1957).

При проведении первых геологосъемочных работ (в 50-х годах) Эльгыгытгынская кольцевая структура была отнесена к тектоническим (Белый, 1958). В дальнейшем она считалась либо вулканотектонической, либо результатом обрушения вулканокупольной структуры (В. Г. Желтовский).

Предположение о метеоритном происхождении котловины было впервые высказано И. А. Некрасовым и П. А. Раудонисом (1963) на основании полевых исследований И. А. Некрасова (1958; 1963). Хотя доказательств космогенной природы структуры в то время собрано не было, котловина попала в число возможных метеоритных кратеров (Зоткин, Цветков, 1970; Dence, 1972a; Engelhardt,



1974; и др.). Появление космофотоснимков повысило интерес к структуре и были высказаны предположения не только о ее образовании в результате метеоритного удара, но и о связи с этим событием тектитов австрало-азиатского поля (Левин, 1978; Dietz, McHone, 1976; Dietz, 1977). Окончательные доказательства космогенного характера структуры были получены в 1977—1978 гг. А. А. Вальтером, Е. П. Гуровым и А. И. Серебренниковым (Гуров и др., 1978; Gurov et al., 1979; Гуров и др., 1979, 1980), обнаружившими присутствие специфических ударных изменений, коэсита и стишовита в развитых в котловине шлаках и стеклах. Исследования, проведенные авторами настоящей работы в 1978—1979 гг. (Фельдман и др., 1980), позволили получить представление о химизме импактитов и геофизических особенностях структуры.

## V. 2.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АСТРОБЛЕМЫ ЭЛЬГЫГЫТГЫН

#### V. 2. 1.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Геологосъемочные работы (В. Г. Желтовский; Ф. Б. Раевский, а также Ф. Т. Гиматдинов, Ж. Т. Булеев, Н. С. Позняков, В. К. Васильев) позволили установить, что кольцевая структура Эльгыгытгын расположена в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на границе внешней и внутренней зон Центрально-Чукотского района, по В. Ф. Белому (1969).

Вся территория, прилегающая к Эльгыгытгынской депрессии (рис. V-1), сложена верхнемеловыми вулканогенными образованиями, местами перекрытыми речными и озерными отложениями четвертичного возраста. Обобщенный разрез может быть представлен в следующем виде (снизу вверх):

- 1) каленьмуваамская свита ( $K_2kl$ ) — андезиты, андезито-дациты, дациты и их туфы — общей мощностью около 200 м;
- 2) пыкарваамская свита ( $K_2rk$ ) — липариты, липарито-дациты, их туфы, туфолавы, лавобрекчии — общей мощностью более 600 м;
- 3) воронинская свита ( $K_2wr$ ) — андезиты, андезито-дациты и их туфы — общей мощностью около 110 м;
- 4) мильгувеемская свита ( $K_2ml$ ) — трахилипариты, трахидациты, их туфы, туфолавы, лавобрекчии — общей мощностью около 180 м;
- 5) четвертичные образования (Q) — речные и озерные галечники и пески — мощностью до 10 м.

Откартированы субвулканические аналоги верхнемеловых вулканогенных пород, для которых приведено расчленение лишь по составу на две группы — основного (базальты, андезито-базальты)

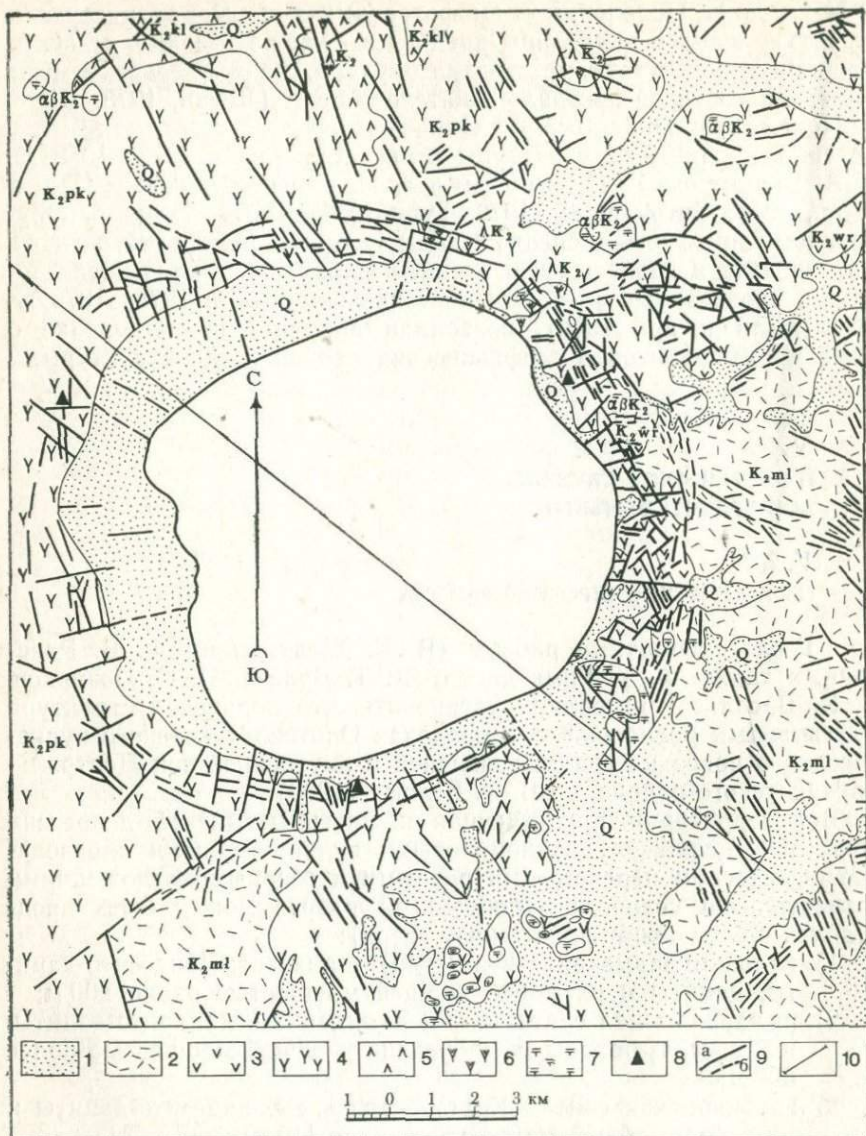


Рис. V-1. Схема строения метеоритного кратера Эльгыгтыгын.

1 — четвертичные образования (Q): речные и озерные галечники и пески; меловая система, верхний отдел; 2 — мильгுவеевская свита ( $K_2ml$ ); трахилилариты, трахидацинты, их туфы, туфолавы, лавобрекчи; 3 — вороньинская свита ( $K_2wr$ ); андезиты, андезито-дациты и их туфы; 4 — пыкарваамская свита ( $K_2pk$ ); липариты, липарито-дациты, их туфы, туфолавы, лавобрекчи; 5 — кальневуаамская свита ( $K_2kl$ ); андезиты, андезито-дациты, дациты и их туфы. Позднемеловые субвулканические образования: 6 — кислого состава ( $\lambda K_2$ ) —



и кислого (липариты, трахилипариты, трахидациты) состава, тогда как более точная возрастная принадлежность не выяснена.

Общей особенностью вулканических пород района является их кайнотипный облик, но количество стекла в основной массе крайне мало — обычно она имеет микрофельзитовую, микросферолитовую или микропойкилитовую структуру.

Мощности перечисленных вулканогенных толщ сильно колеблются. Так, пыкарваамская свита к западу от озера имеет мощность около 440 м (Ф. Б. Раевский), в районе озера более 600 м (Ф. Т. Гиматдинов и др.), к востоку — 500—530 м (В. Г. Желтовский). Для мильгувеевской свиты (по тем же источникам) имеем 130, 180 и 700 м соответственно; для вороньинской — 0, 110 и 700 м. Таким образом, общая мощность разреза лежит в пределах 1000—2100 м, однако изменения в мощностях свит для частных разрезов и отсутствие достаточного количества обнажений создают большие трудности при корректной оценке мощности сводного разреза и состава мишени.

Об условиях залегания пород за пределами кольцевой структуры вследствие плохой обнаженности имеется очень мало данных. Отмечается ее близгоризонтальное залегание с очень пологим (5—10°) падением в восточном направлении.

Возраст вулканогенной толщи (по Ф. Т. Гиматдинову и др.) считается верхнемеловым на основании находок флоры (позднеальбского-сеноманского времени в пыкарваамской свите, сеноманского в вороньинской и сеноманского, частично туронского в мильгувеевской) и калий-аргоновых определений (94 млн. лет для пыкарваамских липаритов, 79 и 83 млн. лет для мильгувеевских трахилипаритов и трахиандезитов).

Четвертичные озерные отложения по берегам оз. Эльгыгытгын слагают нижнюю аккумулятивную террасу и имеют мощность до 20 м. Это суглинки, пески, гравийно-галечные и валунные образования, сформировавшиеся в эпоху казанцевского межледниковья — Q<sub>III</sub> (по Ф. Т. Гиматдинову и др.).

В тектоническом плане район озера при геологическом картировании был охарактеризован Ф. Т. Гиматдиновым и другими как вулcano-тектоническая депрессия, сформированная последовательно наложенными друг на друга или вложенными друг в друга кольцевыми вулканоструктурами обрушениями, мелкими депрессиями и кальдерами. Из них наиболее ранней является Мегэрыныннетская (к северо-западу от озера), на которую наложены Юрумкувеевская, Кейнывеевская и Чанувенваамская депрессии. Структура Эльгыгытгын наложена на Мегэрыныннетскую и Кейнывеевскую депрессии и «является одной из редких структур вулканогенного пояса» (Ф. Т. Гиматдинов и др.).

---

липариты, трахилипариты, трахидациты; 7 — основного состава ( $\alpha\beta K_2$ ) — базальты, андезит-базальты; 8 — импактиты (стекла, шлаки, пемзы) в элювиальном залегании; 9 — разрывные нарушения: а — отдешифрированные по аэрофотоснимкам, б — по геофизическим данным; 10 — геофизический профиль



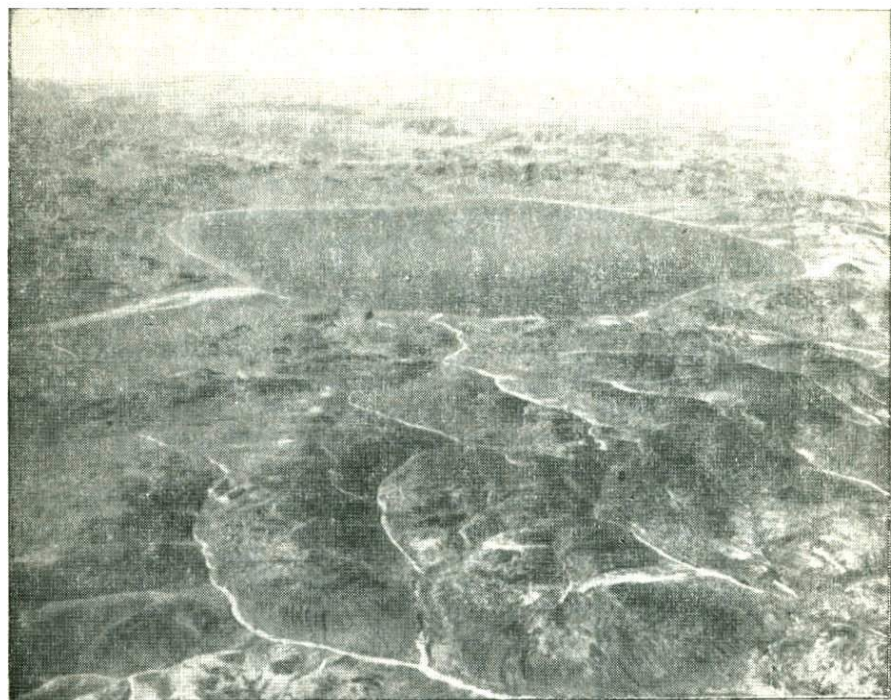


Рис. V-2. Метеоритный кратер Эльгыгытгын. Вид с юго-востока с высоты около 4,5 км

## V. 2. 2.

### МОРФОЛОГИЯ АСТРОБЛЕМЫ

Эльгыгытгынская депрессия имеет округлую форму, несколько искаженную эрозией (рис. V-2). Диаметр ее в настоящее время 18—20 км, что на 2—3 км превышает первоначальный диаметр кратера. Дно котловины (14—15 км в поперечнике) частично занято озером (диаметр около 12 км), смещенным к восточному борту. Озеро окаймлено полосой озерных террасовых отложений, особенно широко развитых на западном и северо-западном берегах. По данным И. А. Некрасова (1958, 1963), в озерной котловине наблюдаются три террасы: I — 3—20 м высотой (аккумулятивная), поверхность которой слабо наклонена к озеру (под углом 2—3°); II — 30—40 м высотой (цокольная) и III — 100—110 м высотой (цокольная). Они характеризуют этапы развития (модификации) котловины после ее формирования, связанные с эрозионной деятельностью рек, определяемой поднятием региона в целом, скорость которого достигает 2 мм в год (Никонов, 1978).

Котловина озера окружена хребтом, который лишь в одном месте (на юго-востоке) прорезан долиной р. Энмываам, вытекающей из озера. Превышение водораздела над современным уровнем озера (490 м) колеблется от 40 (на северо-востоке) до 450 м (на севере). Оценка величины эрозионного среза позволяет говорить, что он мог достигать 400—450 м (от первоначальной высоты водораздельного гребня в момент образования кратера). С внешней стороны гребень выражен слабее.

Максимальные глубины озера 165—169 м. Почти по всему периметру вдоль берегов тянется шельф глубиной до 5 м, а затем происходит резкое нарастание глубины (угол склона, по И. А. Некрасову, около 30°). Угол склона участков кольцевого водораздела, наиболее близких к первоначальному борту кратера, лежит в пределах 25—35° (обращенные к озеру склоны гор Звезда, Чуверинет, Военных геодезистов, высоты 913 и 798 м).

Таким образом, видимая глубина кратера (до поверхности заполняющих его осадков) превышает 600—700 м.

### V. 2. 3.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КРАТЕРА

Благодаря молодому возрасту ( $3,5 \pm 0,5$  млн. лет по К-Агметоду; Gurov et al., 1979) структура весьма слабо эродирована и ее строение полевыми геологическими методами устанавливается плохо.

Насыпной вал и закратерные выбросы эродированы и никем из исследователей не наблюдались. Аэрофотоснимки и наземные полевые наблюдения фиксируют вокруг котловины цокольный вал, отвечающий первоначальному положению борта кратера и вследствие эрозии лишь местами совпадающий с современным. Цокольный вал проявляется в виде полосы шириной 1—2 км, в которой интенсивно развиты радиальные и кольцевые разрывные нарушения. При этом, как правило, создается впечатление, что радиальные разломы являются более молодыми, поскольку они смещают кольцевые разломы.

Большинство нарушений обоих направлений крутопадающие (70—90°). Наряду с этим в разных частях цокольного вала на аэрофотоснимках и реже на местности фиксируются пологие нарушения с падением плоскости сместителя к центру котловины под углами 30—40°. У этих нарушений выпуклая сторона направлена от озера. Плоскость разрыва выполнена интенсивно каолинизированными и рассланцованными породами, в отдельных обломках отмечаются борозды скольжения, но из-за отсутствия коренных выходов направление смещения по ним не устанавливается. Ширина зон расланцевания 1—4 м, иногда до 10 м. Их протяженность первые сотни метров, реже около 1 км. По своему положению и условиям залегания эти пологопадающие структуры



могут быть интерпретированы как плоскости сместителей центральных надвигов, характерных для метеоритных кратерных структур.

Радиальные разрывные нарушения в пределах структуры Эльгыгытгын имеют протяженность от нескольких сотен метров до 2—5 км. Вертикальные перемещения по ним оцениваются Ф. Т. Гиматдиновым в несколько десятков метров (не более 100 м). Мощности этих зон расланцевания и каолинизации лежат в пределах 1—3 м.

Измерения ориентировки флюидалной текстуры, миндали и ксенолитов в вулканических породах в редких обнажениях в пределах цокольного вала показали весьма широкие и незакономерные колебания углов и азимутов падения. Единая схема «задириания» и «выворачивания» пластов по периферии кратера (см. гл. I, гл. IV) в данном случае не устанавливается, что связано скорее всего с его значительными размерами. В этом случае для цокольного вала характерно блоковое строение с разворотами блоков друг относительно друга, что стирает упомянутую выше картину, типичную для малых кратеров.

Импактиты в кратере наблюдались главным образом в перетолженном виде — в озерных отложениях (террасовых и пляжных) и аллювии современных ручьев, впадающих в озеро. Лишь в трех точках (у восточного подножия горы Звезда, у юго-западного подножия горы Чуверинет и к западу от горы Военных геодезистов) импактиты наблюдались в виде скоплений крупных (до 0,8—1,0 м) угловатых глыб, позволяющих говорить о близости к коренному (элювиальному) залеганию. Примечательна приуроченность всех трех точек к одному гипсометрическому уровню (около 600 м), совпадающему с уровнем самой высокой террасы, т. е. к первоначальному уровню озера, выполнявшего кратер. Выше этого уровня импактиты встречаются как исключение. Ниже этого уровня (в русловых, пляжных и террасовых отложениях) импактиты несут признаки окатки, интенсивность которой определяется петрографическими особенностями породы.

Макроскопически среди импактитов можно выделить три типа пород: стекла, шлаки и пемзы, т. е. все они являются продуктами застывания импактного расплава. Брекчии (ни аллогенные, ни аутигенные) авторами не отмечены.

### V.3.

#### ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТЕОРИТНОГО КРАТЕРА

Кольцевая структура Эльгыгытгын в *региональном гравитационном поле* не выражена и приурочена к зоне градиентов, фиксирующей границу между Угатгынским и Пыкарваамским блоками фундамента. Разница значений силы тяжести между бло-



ками составляет 20 мГл и может объясняться относительным погружением плотных докембрийских пород в районе Угатгынского блока на 4—5 км и заполнением этого участка вулканогенными породами мелового возраста. В настоящее время этот блок поднимается, что отражается в морфологии структуры Эльгыгытгын и окружающем рельефе. Приуроченность структуры к разлому служила одним из доказательств ее вулканического (эндогенного) происхождения. Однако подсчет площади зон градиентов и блоков на большой территории (400×250 км) показал, что площадь зон градиентов в два раза больше, и, следовательно, вероятность попадания метеорита на разлом или вблизи разлома в два раза больше, чем на блок. Поэтому приуроченность Эльгыгытгына к зоне градиентов (разломов) не может служить доказательством ее эндогенного происхождения.

При детальной съемке по профилю в крест зоны градиентов получена кривая аномалии силы тяжести в редукции Буге, которая после снятия регионального фона дает отрицательную аномалию над кратером с амплитудой около 10 мГл, достаточно хорошо соответствующую зависимости величины аномалии от размеров структур метеоритного происхождения (рис. V-3). Аномалия от кратера связана с разностью плотностей пород мишени и заполняющих кратер брекчий и ударно-метаморфизованных вулканогенных вмещающих пород.

Для эффузивов (породы мишени) плотность меняется от 2,46 до 2,66 г/см<sup>3</sup> со средним значением 2,52 г/см<sup>3</sup>. Для массивных стекол из бомб максимальная плотность 2,49 г/см<sup>3</sup>, минимальная — 1,46 г/см<sup>3</sup>, среднее значение — 2,22 г/см<sup>3</sup> (рис. V-4). Понижение средней плотности при переходе от пород мишени к стеклам обусловлено, по-видимому, переходом структуры породы от кристаллической к стекловатой. К тому же стекла с малой плотностью, по-видимому, имеют большую пористость. Интервал из-

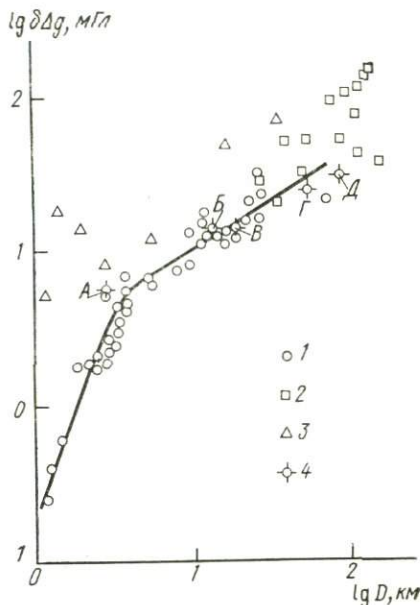


Рис. V-3. Зависимость амплитуды аномалии силы тяжести от размеров структуры:

1 — метеоритные кратеры Земли, 2 — лунные кратеры, 3 — структуры эндогенного происхождения, 4 — кратеры по табл. 3-1 (А — Шунак, В — Эльгыгытгын, В — Янисъярви, Г — Карский, Д — Попигай)

менения плотности шлаков лежит в пределах 1,47 до 2,34 г/см<sup>3</sup> при среднем значении 1,77 г/см<sup>3</sup>. Пемзы являются последними в ряду породы мишени — стекла — шлаки — пемзы и характеризуются плотностью от 0,95 до 1,99 г/см<sup>3</sup>, что связано с еще большей пористостью. Учитывая небольшую мощность стекол, шлаков и пемз, можно считать, что большого вклада в гравитационную ано-

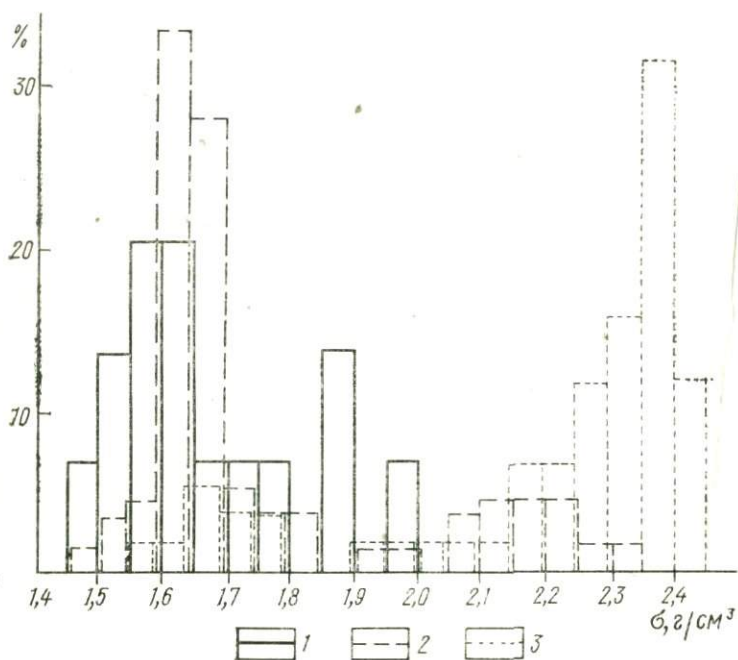


Рис. V-4. Гистограмма распределения плотности импактитов кратера Эльгыгытгын.  
1 — пемзы, 2 — шлаки, 3 — стекла бомб

малию они давать не будут, поэтому основной гравитирующей массой являются аллогенная и аутигенная брекчия.

На кривой  $\Delta g$  в юго-восточной части профиля на расстоянии 1 км от озера фиксируется начало экскавационной воронки. Дефектная масса составляет  $40 \times 10^9$  т (при условии, что аномалия имеет округлую форму). Глубина центра тяжести составляет 2,2 км. Эти значения также хорошо соответствуют установленной зависимости дефектной массы от размеров структуры для метеоритных кратеров (рис. V-5). При пересчете аномалии в верхнее полупространство амплитуда Эльгыгытгынской аномалии затухает значительно быстрее, чем от вертикального цилиндра с такими же горизонтальными параметрами, что вместе с количественными

параметрами также указывает на «бескорневой» характер аномалообразующего тела. Удалось подобрать модель, которая достаточно хорошо удовлетворяет наблюдаемой кривой силы тяжести, дефектной массе и глубине центра тяжести. Это две линзы с плотностью 0,03 и 0,09 г/см<sup>3</sup>, отвечающие аутигенной брекчии и зоне дробления и линза с плотностью 0,15 г/см<sup>3</sup>, отвечающая аллогенной брекчии и озерным осадкам с низкой плотностью. Ни одно тело вытянутой по вертикали формы не удовлетворяет имеющейся аномальной кривой.

В центральной части отрицательной аномалии наблюдается локальная положительная аномалия с амплитудой 1,5—2,0 мГл, которая фиксирует центр Эльгыгытгинской структуры, смещенной относительно центра озера на северо-запад на 3 км. Горизонтальные радиусы этой аномалии составляют 2 км. При разности плотности 0,1—0,2 г/см<sup>3</sup> мощность вызывающего аномалию тела (центральной горки) составит 0,3—0,5 км.

В магнитном поле Эльгыгытгын находится на границе Верхнеанадырского района, который характеризуется положительным полем и Угатгинского района, характеризующегося знакопеременными магнитными полями.

Кольцевая структура Эльгыгытгын выделяется отрицательной аномалией  $\Delta T_a$  порядка 100÷500  $\gamma$ , что особенно характерно для метеоритных кратеров. Вокруг этого участка наблюдаются разноориентированные, как бы облекающие структуру, локальные положительные аномалии интенсивностью от 100 до 1000  $\gamma$ , которые контролируют радиальные и дуговые тектонические нарушения. С востока к астроблеме примыкают наиболее интенсивные положительные аномалии до 2000—3000  $\gamma$ , которые ориентированы в меридиональном направлении и связаны с эффузивами высокой магнитной восприимчивости (до  $1000 \cdot 10^{-6}$  ед. CGS). На западе и севере вне структуры поле сильно расчленено, аномалии изометричные, знакопеременные, самых различных размеров.

Значения магнитной восприимчивости пород района близки к среднестатистическим значениям для кислых и средних эффузивов. Отрицательную аномалию в магнитном поле до сих пор

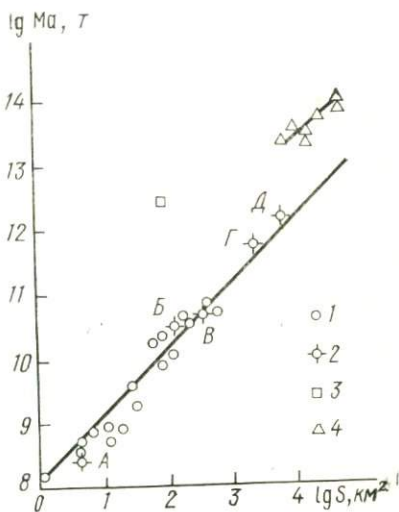


Рис. V-5. Зависимость дефектной массы от площади метеоритного кратера.

1 — земные кратеры; 2 — кратеры, рассмотренные в данной работе (А — Шунак, Б — Эльгыгытгын, В — Янисъярви, Г — Карский, Д — Попигай); 3 — кальдера Узон, 4 — лунные кратеры



связывали с кальдерой обрушения, приуроченной к зоне разлома. Для объяснения этой аномалии могут быть предложены другие механизмы. Во-первых, она может быть связана с плавлением вмещающих пород при метеоритном ударе и намагничиванием земным магнитным полем в процессе застывания расплава. Однако расчет прямого эффекта при тех реальных параметрах пласта переплавленных пород, которые могут быть у кратеров подобных размеров, показывает, что этого источника недостаточно для создания такой крупной по величине (около  $200 \gamma$ ) и горизонтальным размерам отрицательной аномалии. Имеющиеся данные о магнитной восприимчивости массивных стекол, шлаков и пемз (составляющей около  $200 \cdot 10^{-6}$  ед. CGS) не позволяют объяснить отрицательную аномалию таким образом.

Во-вторых, эта аномалия может быть связана с выбросом некоторого объема намагниченных пород и замещением этого объема озером и осадками. Теоретически рассчитанная, исходя из размеров воронки озера, аномалия (воронка аппроксимировалась параболоидом вращения) резко отличается от наблюдаемого поля, и, следовательно, этот эффект также не может служить объяснением природы отрицательной аномалии.

Наконец, понижение напряженности поля в пределах структуры может быть обусловлено размагничиванием пород при ударе метеорита. Причем под размагничиванием понимается также понижение интенсивности поля в результате хаотической ориентировки обломков брекчии. В пользу этого говорят и результаты детальной съемки вокруг озера. В пределах вала поле сильно расчленено, аномалии достигают  $1000 \gamma$  и более. Все аномалии вызваны приповерхностными телами, что связано с хаотическим ориентированными обломками. На западе и северо-западе озера (в пределах террасы) отмечается падение напряженности и поле носит спокойный характер. Мощность зоны размагничивания оценивается в 2 км в центре кратера и в 450 м в районе террасы. Ввиду отсутствия точных данных о намагниченности пород брекчии можно построить только качественную модель, удовлетворяющую наблюдаемому аномальному полю. Однако эта модель достаточно хорошо согласуется с внутренним строением метеоритных кратеров (Дабижа, Иванов, 1978).

Таким образом, анализ гравитационного и магнитного полей кратера Эльгыгытгын соответствует данным, полученным другими исследователями, и полностью подтверждает метеоритное происхождение структуры.

Совместный анализ космических и аэрофотоснимков, топографии местности и геофизических данных позволил реконструировать первоначальный вид кратера. Диаметр кратера по гребню цокольного вала составлял 18 км, высота вала — 0,6—0,9 км, глубина воронки около 1,5 км.

## V. 4.

### ПЕТРОГРАФИЯ ИМПАКТИТОВ

Как было отмечено выше, в пределах кратера известны только расплавные импактиты, брекчии не наблюдались из-за того, что эрозией уничтожены насыпной вал и закратерные выбросы, а коптогенный комплекс не вскрыт. По этой же причине расплавные импактиты сложены стеклами с весьма слабыми признаками раскристаллизации. Стекла известны главным образом в виде бомб и их фрагментов, а также наблюдаются в глыбах шлаков и пемз. Бомбы имеют разнообразную форму и размеры. Среди бомб преобладают струевидные образования, у которых длина резко превышает поперечное сечение. Самая крупная бомба такого типа, обнаруженная в склоновых отложениях у восточного подножия горы Звезда, имела длину около 2 м при поперечном сечении (в центральной части) около  $0,40 \times 0,60$  м. Мелкие образования такого типа и их фрагменты при сечении порядка  $1-5$  см<sup>2</sup> достигают 5 см в длину и более. Поверхность таких бомб покрыта скульптурой из продольных борозд и разделяющих их валиков, являющейся отражением вытягивания расплавленного материала во время выброса и (или?) полета.

Эта аэродинамическая скульптура иногда обнаруживает винтообразное изгибание вдоль оси «струи». Кроме того, обычно эта скульптура пересекается поперечными бороздами, V-образно сужающимися на глубину. Они, вероятно, представляют собой контракционные трещины. Трещинами этого же типа «струи» разбиваются поперек вытянутости на фрагменты.

Второй тип бомб составляют изометричные лепешковидные образования, иногда изогнутые или каплевидные. Их размеры колеблются от первых сантиметров до 30—50 см и, судя по отдельным фрагментам, могут достигать метра и более в поперечнике. Поверхность их также покрыта аэродинамической скульптурой из борозд и валиков, но в отличие от бомб первого типа она имеет прихотливые очертания, указывающие на вращение бомбы в полете. Контракционные трещины отмечаются в меньшем количестве.

Бомбы обоих типов нередко обладают характерной поверхностью растрескивания типа «хлебной корки», которая располагается обычно с одной стороны и, по-видимому, формировалась при остывании уже после падения. Это указывает на падение бомб в еще достаточно нагретом состоянии. Хотя аэродинамическая скульптура при этом, как правило, не нарушалась, стекловатый материал был еще полувязким, пластичным. Помимо «хлебной корки» на это указывают факты вдавливания и прилипания к нижним поверхностям бомб крупных (до 1—3 см) обломков дробленых пород, обволакивания тонких (доли миллиметра) выступов стекла алевросаммитовым материалом.

Внутреннее строение бомб также характерно. Как правило, они сложены массивным стеклом флюидальной текстуры, линии



течения в которой параллельны поверхности бомб и огибают мелкие (до 1—2 мм, очень редко больше) обломки минералов и пород. Флюидальная текстура подчеркивается ориентированным расположением миндалин, постоянно отмечающихся в стекле.

Миндалины очень разнообразны по форме: от совершенно округлых через слабо вытянутые до трубообразных пор. Последние иногда имеют длину до 100 мм при поперечных сечениях 1—2 мм. Более крупные миндалины менее вытянуты и достигают величины  $3 \div 5 \times 4 \div 8$  см в сечении при длине до 30 см. Сильно варьирует также количество миндалин, что приводит к наличию постепенных переходов через стекла лузрычатой текстуры в шлаки, которые, помимо текстуры, отличаются также обилием обломков пород и разнообразием окрасок: кроме черных и темно-серых, отмечены серо-зеленые, оливково-зеленые, бурые, коричневые, красноватые и другие оттенки зеленых, красных и серо-зеленых цветов. Шлаки имеют различную насыщенность обломками пород и минералов — от 5—10 до 50—70%. При этом сами обломки характеризуются разной степенью импактного преобразования вплоть до расплавления (в этом случае они вытягиваются и обтекают менее измененные фрагменты пород мишени).

Дальнейшее увеличение количества миндалин дает пемзы — тонко- и высокопористые породы, которые настолько легки, что иногда не тонут в воде, погружаясь в нее менее чем наполовину. Широким распространением пользуются также пемзы, возникшие при «вскипании» пород мишени, благодаря очень быстрому нагреву до температур, превышающих температуру их плавления. Такие пемзы наблюдались главным образом в небольших (имеющих первые сантиметры в поперечнике) обломках в шлаках. Реже они достигают десятков сантиметров. Такие пемзы сохраняют реликты текстуры исходной породы — вкрапленники и обломки (тоже «вспененные»!) в эффузивах, лавобрекчиях и игнимбритах, обломки и слоистость в туфах. Наряду с угловатыми очертаниями фрагментов этих пемз в шлаках недеформированные реликтовые элементы текстуры исходных пород свидетельствуют об отсутствии течения «вскипевшего» материала и последовавшем сразу вслед за ним закаливании. Подобные образования известны в астроблемах и представляют собой результат потери части летучих компонентов при высоких послееударных температурах, указывая на ударные нагрузки выше 450—500 кбар (Stöffler, 1971b).

Под микроскопом импактиты состоят из стекла с обильными мелкими (доли миллиметра — первые миллиметры) обломками минералов и пород мишени, подвергшихся ударному метаморфизму разной степени. В шлаках это стекло цементирует большое количество обломков, размеры которых широко колеблются от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров. В пемзах существенным элементом микротекстуры являются поры, стекло играет лишь роль перегородок между ними.



Само стекло (в любом из трех типов импактитов) в шлифе обычно прозрачное бесцветное или слабоокрашенное в зеленовато-желтый, желтый, коричневый или буро-коричневый цвет. Буро-коричневые и темно-коричневые стекла слегка замутнены. Изучение спектров поглощения в видимой области (400—1030 нм) показывает, что обычно наибольшую оптическую плотность имеют бесцветные стекла, у которых отсутствуют характерные полосы поглощения. По мере увеличения интенсивности окраски и приближения ее к густо-коричневой происходит уменьшение оптической плотности стекла и в нем появляются характерные полосы поглощения: сначала слабое падение оптической плотности в области 450—500 нм и ее увеличение в области 500—700 нм, связанные с ионом  $Fe^{2+}$  (в бесцветных, желтых, светло-зеленых и зеленовато-желтых стеклах), а затем и резкое понижение оптической плотности в области 420—470 нм, относящееся к иону  $Fe^{3+}$  (в желтых и коричневых стеклах). Максимальная расчлененность спектра поглощения характерна для густо окрашенных в коричневые цвета стекол и свидетельствует об одновременном присутствии обоих ионов железа (Соболев, 1949; Марфуни, 1974).

При просмотре шлифов отчетливо отмечается приуроченность более темных стекол к шлакам и пемзам, тогда как в бомбах массивного или слабопузыристого стекла его окраска много бледнее или бесцветная, что указывает на более восстановленный характер ионов железа. Флюидальная микротекстура обычно маркируется под микроскопом чередованием полос разноокрашенного стекла.

Показатели преломления стекла варьируют в небольших пределах. В стекле бомб это обычно 1,502—1,508 у прозрачных бесцветных стекол, иногда больше (до 1,512) у коричневых. В шлаках и пемзах чаще отмечаются более высокие показатели преломления (1,510—1,518), и, таким образом, намечается корреляция окраски (степени восстановленности железа в расплаве) и показателя преломления стекла.

Под микроскопом в стеклах отмечается два типа кристаллических новообразований: 1) игольчатые ( $0,0001 \times 0,00n$  мм, иногда до  $0,0n$  мм в длину) бесцветные беспорядочно ориентированные, иногда как бы нарастающие на ксенолиты и 2) буроватые игольчатые, нитевидные составляющие сферолитов, формирующихся по округлым выделениям коричневатого стекла или его полосам; поперечник таких сферолитов составляет  $0,00n$ — $0,0n$  мм. Поскольку оптические свойства этих кристаллитов определить не удалось, были подобраны пробы, содержащие в шлифах лишь один из типов кристаллитов, и эти стекла изучались на рентгенограммах и ИК-спектрах. В обоих случаях минерал оказался полностью неупорядоченным плагиоклазом. Судя по ИК-спектрам (Плюснина, 1976) (табл. V-1), иголки имеют состав  $An_{36}$ , сферолиты  $An_{30}$ .

Таблица V-1

Состав плагиоклаза  
в импактиках кратера Эльгыгытгын

Номер образца	Тип импактита	Форма выделения Пл.	Положение максимумов поглощения, см <sup>-1</sup>		Номер Пл.
41б	стекло	игольчатая	630	545	36
20б	шлак	сферолит.	633	546	30
26в	»	»	633	546	30
28б	»	игольчатая	630	545	36
29у	»	»	630	545	36
9а	пемза	сферолит.	633	546	30
9з	»	»	632,5	546	30
13ж	»	игольчатая	635	548	36

Общий облик дифрактограмм и ИК-спектров стекол из различных импактитов позволяет разбить их на две группы. К первой группе относятся образцы, на дифрактограммах которых содержится 1—2 (очень редко больше) отражения на малых углах  $\theta$ , не позволяющих произвести точную идентификацию кристаллических фаз (табл. V-2). ИК-спектры образцов этой группы обнаруживают слабо проработанные полосы поглощения около 465—475, 570—590, 790, 1070 и реже 745 и 1100 см<sup>-1</sup>, которые указывают на присутствие в стекле зародышей кристаллов карбонатных силикатов. К этой группе относятся 20 ИК-спектров (из 34 изученных), из них 12 принадлежит стеклу бомб, 4 — шлаков и 4 — пемз.

Таблица V-2

Дифрактометрические характеристики стекол из различных типов импактитов

Пемза красная		Бомба								Пемза бурая		Бом	
обр. 55р		обр. 13н		обр. 55к		обр. 4а		обр. 27а		обр. 55р		обр. 41б	
d, Å	I/I <sub>0</sub>	d, Å	I/I <sub>0</sub>	d, Å	I/I <sub>0</sub>	d, Å	I/I <sub>0</sub>	d, Å	I/I <sub>0</sub>	d, Å	I/I <sub>0</sub>	d, Å	I/I <sub>0</sub>
3,36	100	3,36	100	3,36	100	3,36	100	3,36	100	3,36	67	3,36	30
										3,21	100	3,21	100

Вторая группа образцов дает дифрактограммы с большим количеством отражений (до 25—30 штук), которые позволяют определить кристаллическую фазу как плагиоклаз, но из-за малых интенсивностей на больших углах  $\theta$  состав его не устанавливается (табл. V-3). Определение состава и степени упорядоченности плагиоклаза (см. табл. V-1) выполнено здесь по ИК-спектрам, дающим вполне удовлетворительное разрешение полос поглощения в областях 625—635 и 540—550 см<sup>-1</sup>.

Полученные характеристики стекол (спектры поглощения в видимой и инфракрасной областях, дифрактограммы, показатели преломления) говорят о разных условиях застывания бомб, шлаков и пемз. Для бомб были свойственны более восстановительная обстановка и более высокие скорости охлаждения (менее благоприятные для кристаллизации условия). Шлаки и пемзы, наоборот, остывали в условиях более выгодных для появления кристаллов, хотя отличия эти и были невелики. С этим выводом согласуется и внешняя форма аэродинамически оформленных бомб и угловатых глыб и обломков шлаков и пемз, также подчеркивающая быстроту остывания первых и крупные объемы и, вероятно, поэтому более медленное остывание двух других групп импактитов.

Обломки пород и минералов мишени, наблюдаемые в импактиках, несут признаки ударных нагрузок разной силы от отсутствия изменений до плавления. Наиболее характерными являются планарные элементы в кварце, где преобладает система {10 $\bar{1}$ 2} (Гуров и др., 1978), отмечаются также (хотя много реже) планарные трещины в пироксене и плагиоклазе. Кроме того, наблю-

кратера Эльгыгытгын (первая группа)

ба		Шлак		Бомба		Шлак				Пемза			
обр. 4д		обр. 28б		обр. 26а		обр. 29з		обр. 29а		обр. 9п		обр. 9н	
d, Å	I/I <sub>0</sub>	d, Å	I/I <sub>0</sub>	d, Å	I/I <sub>0</sub>	d, Å	I/I <sub>0</sub>	d, Å	I/I <sub>0</sub>	d, Å	I/I <sub>0</sub>	d, Å	I/I <sub>0</sub>
				4,06	38			4,1	72	3,49	50	3,47	30
										3,45	50		
3,36	100	3,36	67	3,36	100			3,38	28	3,36	100	3,36	100
												3,11	50
3,23	66	3,20	100	3,21	100	3,21	100	3,21	100	2,99	35		
										2,59	50	2,89	23
										2,56	50	2,59	66
						2,54	59	2,54	32	2,455	20		
						2,468	88	2,468	24	2,113	20		







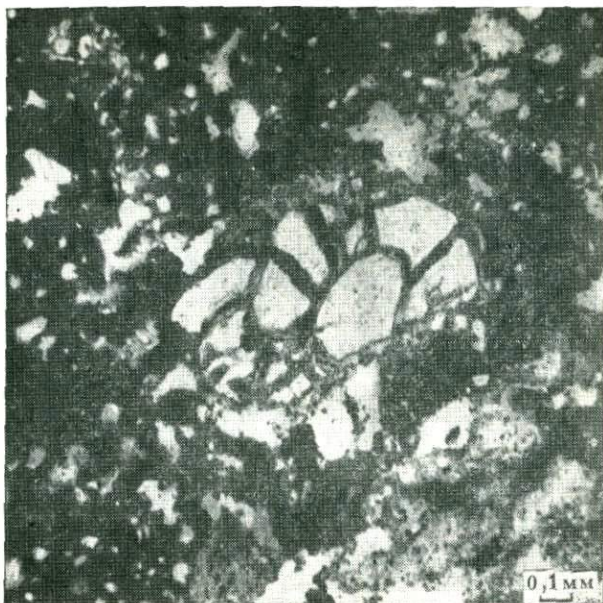


Рис. V-6. Коэсит (темно-серые радиальные и концентрические прожилки) в диаплектовом кварцевом стекле (белое). Шлиф 7г, при одном николе

даются зерна кварца с пониженным двупреломлением и диаплектовое стекло по кварцу ( $n=1,460\div 1,470$ ) и плагиоклазу ( $n=1,528$ ).

В обломках диаплектового кварца установлен стишовит (Гуров и др., 1979). В двух обломках липаритов (Гуров и др., 1978) и в обломках диаплектовых стекол в шлаках (табл. V-4) определен коэсит. Он наблюдается в виде прожилков шириной в 0,03—0,05 мм, располагающихся концентрически или радиально относительно контуров обломков диаплектового стекла. Коэсит имеет резко выраженный положительный рельеф и буроватую окраску, края прожилков обычно окрашены светлее. При скрещенных николях прожилки коэсита имеют поперечно-волокнистое строение (рис. V-6). Судя по шлифам, коэсит широко развит в импактитах. В этих же агрегатах рентгенографически обнаружен  $\alpha$ -кристобалит, который в шлифах не отмечен (см. табл. V-4).

В импактитах часто наблюдается лещательберит в виде угловатых прозрачных пузыристых включений с типичной микроперлитовой текстурой; его показатель преломления  $n=1,458\text{—}1,460$ . В нем отмечены тонкие игольчатые включения кристобалита (Гуров и др., 1978).

Таблица V-4

Рентгенографическая характеристика коэсита и кристобалита (обр. 7г)

Обр. 7г		Коэсит (ASTM-14-654)		α-кристобалит (ASTM-40-382)		Обр. 7г		Коэсит (ASTM-14-654)		α-кристобалит (ASTM-40-382)	
$d, \text{Å}$ измер.	$I/I_0$ измер.	$d, \text{Å}$	$I/I_0$	$d, \text{Å}$	$I/I_0$	$d, \text{Å}$ измер.	$I/I_0$ измер.	$d, \text{Å}$	$I/I_0$	$d, \text{Å}$	$I/I_0$
		6,20	8							1,932	4
		4,38	4							1,874	4
3,40	10	3,43	30	4,04	100	1,834	1	1,84	4		
3,11	1	3,09	100	3,14	12			1,790	8		
2,82	1	2,76	8	2,845	14					1,756	1
		2,69	10							1,736	1
2,49	1			2,489	18			1,71	12		
		2,33	4					1,70	10		
2,28	1	2,29	8							1,692	3
2,18	1	2,18	4							1,642	<1
				2,121	4	1,609	1	1,66	2		
2,04	2	2,03	6	2,024	3					1,612	5
1,953	1					1,549	2	1,58	6	1,574	<1
								1,545	10		

Примечание.  $\text{CuK}\alpha$  — излучение,  $t = 23$  ч; камера РКД;  $R = 57,3$  мм; для съемки взят материал из шлифа.

Таким образом, петрографическая характеристика импактитов кратера Эльгыгытгын отчетливо демонстрирует образование структуры в процессе ударного метаморфизма. На это указывает наличие диаплектовых преобразований в минералах (планарные элементы, изотропизация, появление диаплектовых стекол), присутствие высокобарных полиморфов кремнезема — коэсита и стишовита, плавленного кварцевого стекла — лешательерита.

## V.5.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИМПАКТИТОВ

Для геохимической характеристики импактитов кратера Эльгыгытгын использовано 54 пробы: пород мишени (11 проб), массивных стекол из бомб (20 проб), шлаков (11 проб) и пемз (12 проб). Поскольку для сложного геологического разреза оказалось практически невозможным получить представительную геохимическую характеристику, было использовано естественное усреднение смеси вмещающих пород в пляжных гальчихах оз. Эльгыгытгын. В 11 точках, равномерно распределенных по окружности озера, были отобраны пробы гальки объемом около  $1 \times 1 \times 0,3$  м<sup>3</sup>. Пробы квартовались до массы 5—7 кг и после этого

Таблица V-5

Химический состав импактитов кратера Эльгыгытгын и вмещающих его пород

Компонент	Породы мишени n = 11		Стекла n = 20		Шлаки n = 11		Пемзы n = 12		Содержание в импактитах в процентах к мишени		
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	стекла	шлаки	пемзы
SiO <sub>2</sub>	70,34	1,42	69,02	1,11	67,68	2,50	66,51	2,59	98,2	96,3	94,6
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,053	0,33	0,039	0,36	0,09	0,41	0,11	(106,2)	(116,2)	(132,2)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,28	0,34	14,78	0,36	15,07	0,88	14,19	4,03	103,4	105,5	99,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	3,51	0,56	3,95	0,47	4,15	0,85	4,48	0,82	125,4	132,0	142,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,02	0,45	0,91	0,30	1,47	0,49	1,14	0,36	45,0	72,0	56,0
FeO	1,01	0,27	2,74	0,37	2,41	0,82	3,01	0,75	271,0	238,0	298,0
MnO	0,07	0,009	0,09	0,016	0,09	0,026	0,08	0,024	129,0	129,0	(114,0)
MgO	0,65	0,16	1,06	0,25	1,07	0,4	1,05	0,43	163,0	164,5	162,0
CaO	1,38	0,46	2,63	0,45	2,65	0,80	2,63	1,04	191,0	192,3	191,0
Na <sub>2</sub> O	2,99	0,16	3,04	0,22	3,16	0,24	3,25	0,51	(102,0)	(106,0)	108,7
K <sub>2</sub> O	4,08	0,26	3,93	0,33	3,68	0,55	3,40	0,37	(96,3)	89,5	85,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,03	0,07	0,03	0,08	0,056	0,09	0,50	77,8	88,9	100,0
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,51	0,08	0,2	0,11	0,37	0,24	0,52	0,57	39,2	72,5	102,0
Rb <sub>2</sub> O	134	12,1	126	16,9	111	17,0	114	10,0	94,0	82,7	85,0
Cr	301	466,45	604	609,73	398	191,37	378	255,61	(201)	(132)	(126)
Ni	7	0,87	16	18,09	14	11,20	10	3,12	229	200	143
Co	26	0,65	27	0,88	28	3,13	28	0,85	(104)	(108)	(108)
V	19	2,94	28	11,37	46	20,35	35	10,80	147	242	184
Sr	270	16,29	230	47,23	350	139,29	320	26,10	85	(130)	119
Ba	810	213,14	870	182,41	760	173,41	790	191,73	(107)	(94)	(98)
Zr	229	58,17	359	132,0	514	169,08	489	245,93	157	224	214
Pb	42	7,51	24	7,39	24	5,13	26	5,50	57	57	62
Zn	62	5,37	58	11,86	62	6,82	65	10,61	(94)	(100)	(105)
Sn	8	5,00	25	20,90	28	30,63	57	30,73	312	350	712
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,37		1,30		1,17		1,08		94,7	85,4	73,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67		0,26		0,38		0,27		39,0	56,8	40,3

Примечание. Для первых тринадцати компонентов содержания даны в весовых процентах, для остальных в граммах на тонну. В скобках даны статистически незначимые отличия.



поступали на дробление, дальнейшую обработку и анализ. Пробы стекол, шлаков и пемз отбирались из элювия, а также из озерных террасовых и аллювиальных образований. При этом использовался материал с минимальным содержанием ксенолитов.

Результаты анализов (табл. V-5) показывают, что геохимические характеристики импактитов обладают как общими для всех импактитов особенностями, так и специфическими чертами. Прежде всего обращают на себя внимание малые величины стандартных отклонений в породах мишени, это свидетельствует о представительности опробования, об отсутствии определяющего влияния конкретных береговых обнажений на состав гальки, о хорошем ее усреднении благодаря перемешиванию прибоем. Сравнение стандартных отклонений в породах мишени и массивных стеклах показывает, что они либо еще сильнее уменьшаются (для кремния, титана, кальция, окисного железа), либо незначительно возрастают (для остальных компонентов). Для шлаков и пемз по сравнению со стеклами везде наблюдается увеличение стандартных отклонений, что скорее всего вызвано присутствием ксенокластов и ксенокристаллов, постоянно наблюдаемых под микроскопом. Статистическая обработка обнаруживает значимые различия почти для всех элементов в ряду мишень — стекла — шлаки — пемзы (см. табл. V-5, X-1, X-2). Характерно резкое увеличение степени восстановленности железа, связанное с высокими температурами процесса. Доля воды в породах сперва резко падает, а потом нарастает.

Особое значение имеют колебания содержаний никеля. Этот элемент является важным компонентом двух типов метеоритов (табл. V-6), и аномальные обогащения им импактных расплавов обычно связываются с контаминацией расплавов метеоритным веществом (см. гл. X). В данном случае это предположение поддерживается и тем, что корреляция между хромом и никелем меняется при переходе от пород мишени ( $r_{Ni-Cr} = 0,69$  при  $r_{0,95} = 0,60$ ) к стеклам (0,21 и 0,44 соответственно), и тем, что стандартные отклонения для никеля от мишени к стеклам возрастают на два порядка, т. е. много больше, чем у остальных рассматриваемых элементов. Все это хорошо соответствует предположению о контаминации расплава метеоритным веществом.

Содержание ( $C_D$ ) никеля в стеклах (в ударном расплаве) определяется его содержанием в породах мишени ( $C$ ) и величиной метеоритного заражения ( $C_M \times m \times M^{-1}$  — где  $C_M$  — концентрация в метеорите,  $m$  — масса метеорита и  $M$  — масса расплава). Из-

Таблица V-6

Содержание никеля в метеоритах  
(Moore, 1971)

Тип метеорита	Ni, вес. %
Хондриты . . . . .	0,39—1,99
Ахондриты . . . . .	0,0013—0,093
Железо-каменные . . . . .	3,2—8,8
Железные . . . . .	5,5—36,1

менением количества никеля за счет других причин приходится в данном случае пренебречь. Чтобы оценить величину метеоритного вклада, примем объем расплава  $V_p = 0,69 \times 10^{-3} \times D^{3,4}$  (где  $D$  — диаметр кратера; Ivanov et al., 1979) и кинетическую энергию удара  $K_E = 2,43 D^{3,4} \times 4,2 \times 10^{15}$  (Dence et al., 1977), а скорость движения метеорита 15 км/с (что отвечает наиболее часто встречающемуся значению). Тогда из общей формулы  $K_E = 0,5 m v^2$  можно получить массу метеорита и оценку содержания никеля в нем, оказывающуюся около 3 вес. %. Это нижний предел, поскольку метеоритный никель обогащает донные части расплава (Grieve, 1978), а опробованию подвергались верхние. Поэтому можно считать, что метеорит Эльгыгытгын был железо-каменным (или даже железным).

Резюмируя краткую геохимическую характеристику импакти-тов кратера Эльгыгытгын, следует подчеркнуть, что процесс образования ударного расплава не является изохимическим и, по всей вероятности, имеет место селективное улетучивание части компонентов.

## V. 6.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на краткость и неполноту данных (что объясняется малым объемом проведенных пока исследований), структура Эльгыгытгын несомненно является интересным объектом. Прежде всего можно считать окончательно доказанным ее космогенное происхождение. При этом уникальность структуры определяется ее малым возрастом, крупными размерами и малым эрозийным срезом, что позволяет изучать породы верхних частей кратера (хотя и в переотложенном виде).

По размерам и возрасту Эльгыгытгын — крупнейший среди молодых кратеров Земли. Вероятно, образование кратера было вызвано соударением с Землей железокосмического метеорита. Процесс плавления пород мишени сопровождался при этом селективным испарением вещества.

Следует согласиться с Б. Ю. Левиным (1978), что австрало-азиатское поле тектитов вряд ли имеет связь с кратером Эльгыгытгын. Это подтверждается и различием в возрастах кратера ( $3,5 \pm 0,5$  млн. лет) и австрало-азиатских тектитов (около 0,75 млн. лет).

## Глава VI

### КАРСКИЙ МЕТЕОРИТНЫЙ КРАТЕР

#### VI. 1.

##### КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

На побережье Карского моря, в нижнем течении р. Кары, в предгорьях хр. Пай-Хой существует обширная (диаметром приблизительно 50 км) Карская депрессия. Для этой структуры характерна округлая изометричная форма и секущее по отношению к основным геологическим структурам положение. Заполнена депрессия туфовидными и лавоподобными породами, перекрытыми почти на всей площади рыхлыми четвертичными отложениями ледникового, морского и аллювиального происхождения. Туфовидные и лавоподобные породы залегают на дислоцированных пермских песчаниках, аргиллитах и алевролитах. За пределами Карской депрессии развиты палеозойские отложения от ордовикских до пермских включительно, имеющие субширотное простирание, отвечающее общему простиранию складчатых структур Пайхойского антиклинория. Все отложения, кончая верхней пермью, охвачены единым интенсивным орогеническим процессом, смявшим их в крупные складки.

Существуют различные точки зрения на происхождение депрессии. И. Л. Рысюков (1939), а вслед за ним В. И. Устрицкий (1953) пришли к выводу, что депрессия образовалась в результате фреатического взрыва. В. С. Енокян с соавторами (1970) высказали мысль, что Карская депрессия — это кольцеобразный грабен, образовавшийся при проявлении интрузивной деятельности и вулканизма. М. А. Маслов и др. (1973) также пришли к выводу о вулкано-тектоническом происхождении депрессии, назвав ее «кальдеровулканом». И. Г. Чижова (1973) указывала, что такая кольцевая морфоструктура могла образоваться в результате мгновенного взрыва при сравнительно быстром подъеме магматического вещества из глубин в верхние слои земной коры. М. В. Фишман (1973) считает, что наличие нескольких лавовых покровов, переслаивающихся с брекчиями, свидетельствует о вулканических процессах, проявившихся при формировании Карской кольцевой структуры. В. Л. Масайтис (1973) впервые высказал предположение о метеоритном происхождении структуры. Позднее к этому мнению присоединился М. А. Маслов (1977). Д. Г. Осолдков с соавторами (1975), проинтерпретировав материалы геофизических съемок, заключили, что «Карская вулкано-тектониче-



ская депрессия представляет собой кальдеру щитового вулкана, выполненную разрушенными вулканогенно-осадочными породами. Глубина кальдеры 8—10 км на севере и 1,5—2 км на юге».

В 1973—1974 гг. Полярно-Уральским производственным геологоразведочным объединением было произведено глубинное геологическое картирование этой структуры, включающее специализированные геологические исследования, профильные сейсмические, магнитные и гравиметрические работы, бурение ряда скважин глубиной до 708 м. В результате этих исследований было обнаружено много фактов, позволяющих считать Карскую депрессию метеоритным кратером.

## **VI. 2.**

### **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАРСКОЙ ДЕПРЕССИИ**

По результатам специальных исследований установлено, что депрессия имеет зональное строение и состоит из трех зон: I — центральное поднятие; II — кольцо, окружающее поднятие, — собственно кратерная воронка; III — зона околokrатерного дробления.

#### *VI. 2. 1.*

#### **ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ**

Центральное поднятие имеет в диаметре 10—11 км; оно сложено породами верхнего протерозоя, нерасчлененными среднеордовикскими породами и последовонскими кварцевыми диабазами, диабазами, габбро-диабазами, импактитами. Все породы раздроблены, участками переплавлены, поставлены почти вертикально. Склоны центрального поднятия крутые, порядка 70—80°.

Верхнепротерозойские (PR<sub>3</sub>) отложения встречаются только в скв. ГГК-3, в интервале 450—521,9 м. Породы верхнего протерозоя представлены темно-серыми или зеленовато-серыми углисто-слюдяно-кремнистыми филлитовидными сланцами, зелеными, кварц-актинолит-эпидотовыми и актинолитовыми сланцами с прослоями литокристаллокластических туфов порфиритов и кварц-полевошпатовых алевритовых песчаников. Реже встречаются карбонатные слюдяно-альбитово-кварцевые сланцы. Нижне-среднеордовикские (O<sub>1-2</sub>) отложения обнаружены в скв. ГГК-1 (в интервале 168—230 м), ГГК-2 (в интервалах 118—175,4; 200—255,5; 630,5—708 м), ГГК-3 (в интервале 370—430 м), ГГК-4 (в интервале 18,5—211,8 м). Породы этого возраста представлены кремнистыми сланцами (алеврокварцитами), карбонатными углисто-глинистыми, графитондно-слюдистыми, карбонатными кварц-альбитовыми и кварц-амфиболовыми сланцами с маломощными

прослоями окремнелых известняков. Диабазы, габбро-диабазы, кварцевые диабазы (рD) вскрыты скв. ГГК-2 (в интервалах 60—103,6; 315,5—628 м) и ГГК-4 (211,8—700 м), а также в нескольких обнажениях по р. Сопча-Ю.

Многие вышеперечисленные породы несут следы ударного метаморфизма и превращены местами в аутигенные брекчии. Аллогенные брекчии и тагамиты заполняют в центральном поднятии интервалы между блоками пород и поэтому часто форма их залегания напоминает жилы и дайки. Мощность такого рода образований достигает 15 м (скв. ГГК-4).

### VI. 2. 2.

#### КРАТЕРНАЯ ВОРОНКА

Кратерная воронка представляет собой кольцо шириной около 20 км. Она выполнена аллогенными брекчиями, зювитами и тагамитами. На северо-востоке выделяется полукольцевое углубление, где на аллогенных брекчиях и зювитах повышенной мощности залегают нерасчлененные верхнемеловые и палеогеновые нелитифицированные осадки. Ширина этой подзоны 15 км. В южной части кратера четвертичные осадки морского генезиса залегают прямо на импактитах, а в северо-восточной — на нерасчлененных отложениях  $K_2$  + р. Борты воронки крутые. В южной части (по результатам бурения) глубина воронки 425 м от дневной поверхности (380—400 м ниже уровня моря); на северо-востоке в полукольцевом углублении — до 1100—1200 м. При этом нужно учитывать, что данные могут быть занижены, так как при бурении крупные глыбы из аллогенной брекчии могли быть ошибочно приняты за аутигенную брекчию, т. е. днище воронки.

По бортам воронки (в радиальных речных долинах) аллогенные брекчии, зювиты и тагамиты выходят на поверхность, в остальной части они перекрыты мезозойскими и кайнозойскими отложениями мощностью от 5 до 367 м. Кроме того, импактиты были вскрыты рядом скважин. В северной части воронки кровля импактитов находится гипсометрически ниже на 250—300 м, чем в южной.

### VI. 2. 3.

#### ЗОНА ОКОЛОКРАТЕРНОГО ДРОБЛЕНИЯ

Зона околократерного дробления охватывает кратер в виде кольца шириной 2—4 км. Она наложена главным образом на пермские отложения, изредка на каменноугольные, ордовикские, девонские, что наблюдается по рекам Кара, Тагорей-Яга, Вануйта, Саа-Яга и др.

Алевролиты, аргиллиты, окремненные известняки, кремнистые, углисто-глинистые сланцы и другие породы в этой зоне сильно раздроблены, местами перетерты, по ним образуются конусы разрушения длиной до 15—10 см, в них встречаются жилы и линзы тагамитов. Подобное концентрически-зональное строение депрессии выявляется также при дешифрировании мелкомасштабных материалов радиолокационной аэросъемки (Осолодков и др., 1975).

Таким образом, в различных структурных единицах Карской депрессии наблюдаются все характерные для астроблем комплексы, кроме инъекционного: цокольный (в пределах центрального поднятия и зоны околократерного дробления), коптогенный (в кратерной воронке), заполняющий (мезозойские и кайнозойские отложения в кратерной воронке) и перекрывающий (кайнозойские и современные образования на площади астроблемы и вокруг нее).

#### VI. 2. 4.

#### ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ

В гравитационном поле Карская депрессия выражается отрицательной аномалией силы тяжести среди широкого поля положительных аномалий, простирающихся в северо-западном направлении, за пределами кратера. На юго-юго-западе структуру огибают интенсивные положительные аномалии, связанные с габбро-диабазовой формацией осевой части Пайхойского антиклинория. Кратер отделяется от этой области зоной разломов, выраженной в поле силы тяжести протяженной линейной интенсивной зоной градиентов.

Амплитуда отрицательной аномалии более 20 мГл, связана с депрессией, заполненной обломочными импактитами и раздробленными породами основания кратера. Особенностью этой аномалии являются ее довольно округлая форма и постоянство градиентов поля почти на всех бортах (кроме юго-юго-западного сектора). Дефектная масса, вызванная этой аномалией, составляет  $6 \cdot 10^{11}$  т.

Второй особенностью гравитационного поля Карского кратера является осложнение отрицательной аномалии в центральной части положительной аномалией полигональной, почти квадратной, формы с амплитудой около 13 мГл. Центр этой аномалии смещен относительно центра структуры на юго-юго-запад на 5—6 км, что связано с региональным фоном (влиянием блока плотных диабазов на юге структуры). При пересчете аномалии силы тяжести в верхнее полупространство на высоту 2 км центральная положительная аномалия исчезает, а градиенты на бортах остаются, что говорит о небольшой амплитуде



центрального поднятия и значительной глубине дефекта плотности в пределах структуры. К сожалению, отсутствие данных о плотности пород мишени и ударно-метаморфизованных пород не позволяет провести точные расчеты по определению количественных параметров тел, вызывающих эти аномалии. По расчетам В. С. Енокяна и др. (1970), из графиков аномалии силы тяжести и их производных, а также из кривой, пересчитанной на высоту, при дефектной плотности в  $-0,13 \text{ г/см}^3$  глубина «депрессии» составляет 3,3—3,8 км. Однако, во-первых, обычно разность плотности между ненарушенными породами мишени и породами, заполняющими кратер, значительно больше, и, во-вторых, плотность вмещающих пород в районе кратера меняется с глубиной (увеличивается). Поэтому можно представить такую модель: воронка глубиной около 1 км (Маслов, 1977) заполнена аллогенной брекчией и осадочными породами с дефектной плотностью около  $-0,2-0,3 \text{ г/см}^3$ , что дает вклад в общую аномалию 8—12 мГл. Оставшаяся часть аномалии связана с аутигенной брекчией, мощность которой можно оценить только приближенно в 2—3 км, так как ее плотность с глубиной меняется.

**Магнитное поле** в общих чертах подчеркивает форму депрессии, однако оно много сложнее, чем гравитационное. Отмечаются общее понижение напряженности поля в пределах структуры и серия локальных интенсивных знакопеременных аномалий кольцевой формы. Во внешней части структуры эти аномалии магнитного поля на юге интенсивнее, чем на севере, что связано с теми же габбро-диабазам. На карте изолиний магнитного поля гравитационному максимуму соответствуют интенсивные аномалии обоих знаков, т. е. и гравитационная и магнитная аномалии вызваны одним и тем же телом. Положительная аномалия в самом центре структуры, окруженная отрицательными магнитными аномалиями, вызвана ограниченным по глубине телом, залегающим на глубине чуть более 1,5 км и имеющим мощность около 1 км. Горизонтальные размеры этой пластины  $3 \times 6 \text{ км}$ . Расчетная величина интенсивности намагничивания

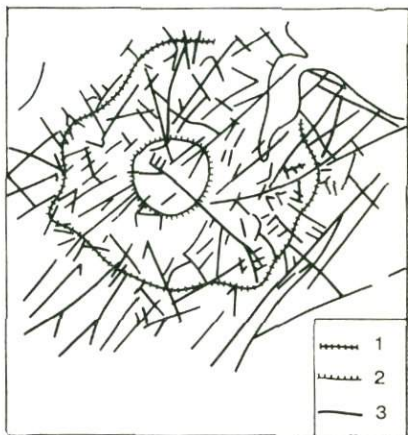


Рис. VI-1. Схема разрывных нарушений в районе Карской депрессии (по Осолодкову и др., 1975). 1 — границы Карской депрессии; 2 — центральное поднятие; 3 — разрывные нарушения, установленные по геофизическим данным и при дешифрировании аэрофотоснимков

указывает на основной состав тела, вызывающего аномалию (повидимому, диабазы, которые местами выходят на поверхность). Размеры центрального поднятия по гравитационному полю около 14 км. Мощность его при разностной плотности между заполняющей кратер брекчией и породами центрального поднятия в  $0,2 \text{ г/см}^3$  составит чуть менее 2 км, т. е. глубина до основания этого поднятия около 3,5 км совпадает с глубиной «депрессии».

Для района Карской структуры по данным дешифрирования и интерпретации геофизических полей построена геолого-тектоническая схема, на которой показана система разрывных нарушений (Осолодков и др., 1975). Отчетливо выделяются две системы разрывных нарушений: основная — северо-восточного простирания и наложенная — радиально-кольцевая, типичная для большинства метеоритных кратеров (рис. VI-1).

### VI.2.5.

#### ВОЗРАСТ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ

Радиологический возраст тагамитов (р. Анарога), определенный калий-аргоновым методом в лаборатории Института геохимии Коми ФАН СССР (Фишман, 1974), оказался равным 57 млн. лет, что соответствует границе мела и палеогена.

При картировании территории среди зювитов найдены обломки опок (р. Кара) с пелециподами и аммонитами сеноманского возраста. В скв. ГГК-7 в низах перекрывающей зювиты толще морских осадков (358—355 м) обнаружена фауна с видами, живущими с турона и в сеномане. На основании этого импактиты относят к  $K_2st$ . Таким образом, образование Карского кратера, судя по находкам фауны, четко приурочивается к сеноманскому ярусу верхнего мела. Карский кратер является единственным в мире кратером, для которого геологическими методами возраст определяется в таких узких пределах.

### VI.2.6.

#### ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ КАРСКОЙ СТРУКТУРЫ

Карская астроблема является наложенной (по отношению к более древним образованиям) структурой. На смятых в складки субширотного простирания палеозойских породах Пайхойского антиклинория в верхнемеловое время располагалась прибрежная часть морского бассейна. Удар гигантского метеорита образовал кратер, сразу же залитый морем, благодаря чему продолжалось накопление мелководных осадков.

В конце палеогена (?) погружение стало неравномерным: южная часть депрессии подверглась размыву с переотложением верхнемеловых и палеогеновых осадков в северной части



структуры, благодаря чему воронка кратера имеет сейчас неодинаковую глубину (до 1200 м на северо-востоке и лишь 425 м на юге). Этим же, вероятно, объясняется плохая сохранность фауны мела и палеогена в северной части депрессии.

В раннем плейстоцене произошло резкое опускание суши и последующее отложение четвертичных осадков морского генезиса. В южной части кратерной воронки четвертичные отложения залегают прямо на аллогенной брекчии, в северной — на нерасчлененных верхнем мелу и палеогене.

### VI.3.

#### ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ИМПАКТИТОВ

Импактиты в Карском кратере представлены аутигенными и аллогенными брекчиями, зювитами и тагамитами (рис. VI-2).

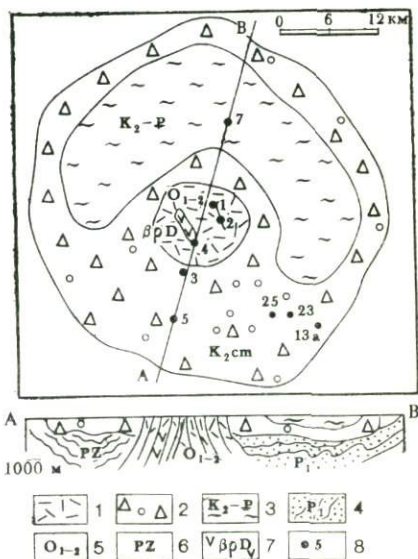
#### VI.3.1.

##### АУТИГЕННЫЕ БРЕКЧИИ

Аутигенные брекчии обнажаются в краевых частях кратера по рекам Кара, Тагорей-Яга, Вануйта, Саа-Яга, Пут-Ю и др. В центральном поднятии аутигенные брекчии вскрываются рядом скважин и описаны в обнажениях по р. Сопча-Ю и др. В центральном поднятии аутигенные брекчии образуются по габбро-диабазам последованского возраста, верхнепротерозойским и нижне-, среднеордовикским терригенным и реже вулканогенным сланцевым толщам. В краевых

Рис. VI-2. Схема геологического строения Карской депрессии (по Маслову, 1977).

Импактиты: 1 — аутигенные брекчии; 2 — аллогенные брекчии, зювита, тагамиты. Подстилающий и перекрывающий комплекс: 3 — верхнемеловые-палеогеновые отложения нерасчлененные; 4 — нижнепермские отложения; 5 — нижне-, среднеордовикские отложения; 6 — палеозойские отложения нерасчлененные; 7 — последованские дайки диабазов, кварцевых диабазов, габбро-диабазов. 8 — скважины



частях кратера аутигенные брекчии образуются главным образом по породам перми — алевролитам, аргиллитам, известково-уг-



листо-глинистым сланцам каменноугольной системы и другим породам.

Все эти породы испытали ударный метаморфизм малой интенсивности. Нередко породы осветлены в результате развития тонкой трещиноватости, иногда в них встречается характерная для поверхности конусов разрушения ельчатая штриховка, но сами конусы выражены плохо. Они развиваются в известковистых песчаниках, аргиллитах, алевролитах и достигают высоты 10—20 см. При удалении от центра кратера конусы разрушения встречаются реже, выражены слабее и за пределами кратерной воронки исчезают совсем.

Иногда встречаются аутигенные брекчии, состоящие из мономиктовых угловатых обломков, размером от долей сантиметра до 20—30 см, сцементированных тем же тонкоперетертым материалом. Такого рода брекчии развиваются по пермским алевролитам черного цвета.

При рассмотрении аутигенных брекчий под микроскопом обнаруживается, что во всех кварцсодержащих породах кварц почти всегда имеет следы ударного метаморфизма в виде планарных деформаций, неправильного, блокового и волнообразного угасания, дробления, растрескивания. В аутигенных брекчиях, развивающихся по диабазам, изменения такого рода обнаружены не только в кварце, но и в других породообразующих минералах (плагноклазе, пироксене, амфиболе).

### VI. 3. 2.

#### АЛЛОГЕННЫЕ БРЕКЧИИ

Аллогенные брекчии обнажаются по рекам Песчаная, Саа-Яга, Пут-Яры-Яга, Кара и др., вскрываются некоторыми скважинами. Они состоят из обломков осадочных, метаморфических, интрузивных пород, обломков отдельных кристаллов, обломков и бомб стекла, промежутки между которыми выполнены тонко-раздробленной массой тех же компонентов, сцементированных хлорит-карбонат-глинистым и стекловатым цементом с примесью углистого вещества и растительного детрита.

Размеры обломков в аллогенных брекчиях 2 мм и более, заполняющего материала — 0,01—1,0 мм, цемента — меньше 0,01 мм. Количество обломков в аллогенных брекчиях составляет 40—80%, из них на обломки стекла приходится не больше 10—15%.

Среди обломков пород преобладают осадочные и метаморфические породы верхнего протерозоя и палеозоя, реже встречаются обломки магматических и апомагматических пород, еще реже — осадочные породы мезозоя. Среди обломков минералов, которые немногочисленны в аллогенных брекчиях, встречаются: кварц, плагноклаз, калишпат, реже — биотит, хлорит, карбонат,

эпидот, сфен, апатит, цоизит, пирит, гематит, амфибол. Породы и минералы несут следы ударного метаморфизма.

По крупности обломков и геологическому положению наблюдавшиеся нами аллогенные брекчии можно разделить на два вида: мегабрекчии и щебенчатые брекчии (Масайтис и др., 1978).

Мегабрекчии слагают скальные обрывы по обоим берегам р. Кара в южной части структуры. На правом берегу обрыв начинается в 100 м ниже устья правого притока Қары — р. Тагорей-Яга, имеет высоту 15—25 м и протягивается приблизительно на 1000 м на север. Мегабрекчия обнажается практически на всем протяжении обрыва до высоты 15 м. На левом берегу обрыв начинается приблизительно в 500 м ниже устья р. Тагорей-Яга, протягивается около 400—500 м на север и имеет высоту 15—18 м. В этом обрыве мегабрекчии обнажаются до высоты 10 м, их верхняя граница погружается по направлению на север. В обоих обнажениях мегабрекчии перекрываются щебенчатыми брекчиями. Граница между этими типами пород неровная. Щебенчатые брекчии выполняют полости, карманы, западины в мегабрекчиях.

Мегабрекчии в этих обрывах представляют собой крупноглыбовые породы, сцементированные менее крупнообломочным материалом. Размеры глыб колеблются от 2 м до 15 м в поперечнике. Глыбы представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и песчанистыми известняками перми. Почти всегда в глыбах сохраняется первичная текстура пород — слоистость в песчаниках, тонкое переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников. Элементы залегания слоев в глыбах резко различны (рис. VI-3), что указывает на перемещение глыб и включает возможность аутигенного характера



Рис. VI-3. Глыбы пермских осадочных пород в мегабрекчиях, видна различная ориентировка слоистости в глыбах; р. Кара в 2000 м ниже устья р. Тогорей-Яга



брекчии. Ударный метаморфизм в глыбах находится на уровне аутигенных брекчий. В них наблюдаются тонкая и грубая трещиноватость и многочисленные конусы разрушения. Иногда глыбы в 3—5 м в поперечнике сплошь состоят из этих образований высотой от 10 до 70 см.

Цементируются мегабрекчии менее крупнообломочным материалом, по размерам обломков соответствующим щебенчатой брекчии. Размеры обломков колеблются от 1 до 100 см, преобладают обломки размером 1—5 см (табл. VI-1). Количество

Таблица VI-1

Гранулометрический состав обломков из аллогенной щебенчатой брекчии.

Обрыв на правом берегу р. Кара (ниже устья р. Тагорей-Яга)

Размер обломков*, см	Количество обломков на 10 м <sup>2</sup>	
	шт.	%
100—50	3	0,06
50—40	1	0,02
40—30	1	0,02
30—20	10	0,2
20—10	31	0,6
10—5	400	7,9
5—4	265	5,2
4—3	476	9,4
3—2	1217	24,1
2—1	2646	52,5

\* При подсчетах учитывался максимальный поперечник обломка.

полностью выщелочены, так что на их месте остаются пустоты. Обломки стекол имеют округлую, изометричную форму, без видимых реакционных взаимодействий с окружающим материалом. Среди обломков минералов преобладают кварц и плагиоклаз, иногда встречаются биотит, кальцит, эпидот. Заполняющая масса представлена фрагментами тех же пород, стекло и минералов, что и обломки. Цемент — серая, рыхлая, глиноподобная, макроскопически недиагностируемая масса.

Породы и минералы несут различные следы ударного метаморфизма, которые наиболее интенсивно проявляются в кварце, причем в мономинеральных кварцевых обломках более интенсивно, чем в кварце из обломков полиминерального состава. В кварце и плагиоклазе наблюдаются планарные трещины и планарные элементы, понижение дупреломления до полной или частичной изотропизации минералов. Иногда встречаются обломки кварцевых песчаников, где все зерна кварца полностью изотропизированы. По кварцу образуется лешательерит, кото-

обломков составляет 50—70%, из них на стекло приходится 10—15%, иногда до 20%. Щебенчатая брекчия, кроме того, что она является цементом в мегабрекчии, перекрывает мегабрекчию, слагая верхние части обрывов (до 5—6 м). Обломки пород в брекчии угловатые, представлены кремнистыми, глинисто-кремнистыми, углисто-кремнистыми сланцами, известняками, аргиллитами, песчаниками, алевролитами, диабазами и другими породами. В виде обломков размером до 15 см часто присутствуют конусы разрушения.

Стекла в обломках окрашены в сероватые и желтые цвета. Они сильно изменены в пористую рыхлую массу, иногда



рый позднее рекристаллизуется в мозаичный агрегат кварцевого состава с примесью кристобаллита. Под микроскопом в таких образцах при одном никеле наблюдаются текстуры течения.

Под микроскопом обнаруживается, что обломки стекол замещены землистой, часто непрозрачной массой хлорит-монтмориллонитового состава (?) с примесью кварца. Обломки заполняющей массы всегда угловатые. Кроме обломков пород, стекол и минералов в заполняющей массе встречаются глауконит, обломки диатомовых водорослей и формы, напоминающие радиолярии. Цемент щебенчатой брекчии при микроскопическом рассмотрении представлен карбонатно-глинисто-хлоритовой массой. В нем с трудом различаются хлоритизированное стекло, углистая пыль и растительный детрит.

### VI.3.3.

#### ЗЮВИТЫ

К зювитам отнесены породы обломочного характера с содержанием обломков стекла  $>15\%$ . Обломки, заполняющая масса и цемент зювитов имеют в общих чертах такой же характер, как и в аллогенных брекчиях, отличаясь в деталях, которые будут описаны ниже.

Зювиты встречаются во многих обнажениях в кратерной воронке по рекам Пут-Ю, Сопча-Ю, Анарога, Кара, ручью Лавовому и др., а также в некоторых скважинах (ГГК-13А, -23, -25 и др.).

В зависимости от соотношений количества обломков стекол и пород зювиты можно подразделить на витролитокластические (преобладают обломки пород) и витрокластические (преобладают обломки стекол). В тех и других породах в подчиненном количестве имеются обломки зерен различных минералов.

Витролитокластические зювиты по размерности обломков относятся к древесяно-щебенчатому типу (Масайтис, 1978). В них преобладают обломки 2—20 мм (табл. VI-2). Общее количество обломков в витролитокластических зювитах колеблется от 50 до 80%. Количество обломков стекла — от 15 до 40% в различных скважинах, хотя по одной скважине количество обломков стекла на различных глубинах почти не меняется (табл. VI-3).

Обломки пород, как и в аллогенных брекчиях, представлены самыми разнообразными типами пород подстилающей толщи. Чаще всего обломки имеют угловатые контуры, местами они заключены в рубашку из стекла без видимых реакционных контактов между обломком и стеклом (рис. VI-4). Иногда, если обломки включены в сравнительно крупные бомбы стекла, они растащены и вытянуты по флюидалности. Встречаются образцы, в которых нет резкой границы между обломком и стеклом, от обломков пород остаются только «тени». Среди обломков стекол также преобладают мелкие, хотя встречаются и бомбы размером

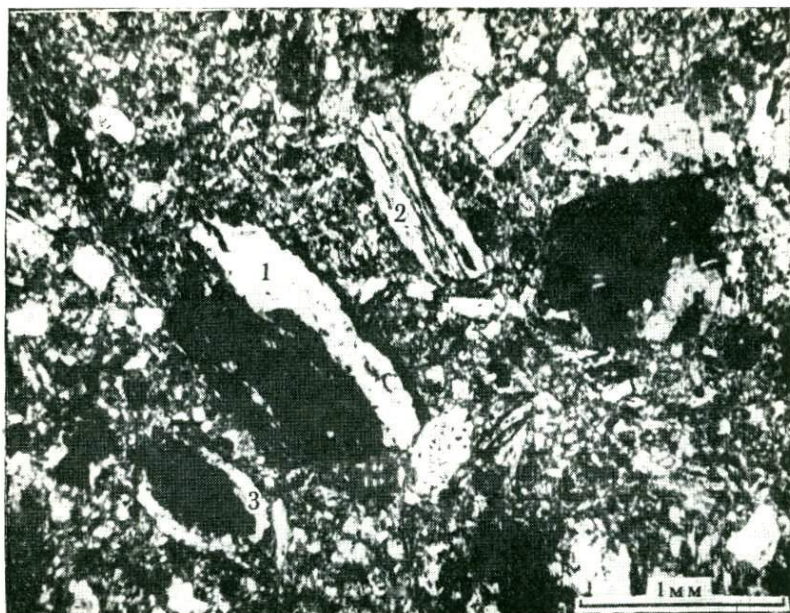


Рис. VI-4. Зювнт.

1 — обломок кварцево-углистого сланца; 2 — обломок кварцево-серпичитового сланца; 3 — обломок углистого сланца в «рубашке» стекла. При одном николе. Скви. ГГК-5, глубина 282,5 м

Таблица VI-2

Размеры обломков из витролитокластических зювнтов  
(в пересчете на 1 м<sup>3</sup>)

Размер обломков*, см	Количество обломков пород, %			Количество обломков стекол, %	
	скви. 13А	скви. 23**	скви. 25	скви. 13А	скви. 25
>7	0,35	0,23	0,13	—	—
7—6	0,25	0,06	—	—	2,70
6—5	0,50	0,13	0,39	1,74	2,70
5—4	0,25	0,59	0,65	0,58	—
4—3	3,54	0,88	1,04	2,31	5,41
3—2	7,61	2,94	1,95	9,88	5,41
2—1	32,20	20,67	12,73	40,71	27,03
1—0,5	45,64	46,79	41,56	40,17	24,32
0,5—0,2	9,64	27,71	41,56	4,65	32,43
Всего шт.:	9904	9903	17 907	4321	1406

\* Подсчитывались обломки размером >2 мм.

\*\* В скви. 23 обломки при подсчете не разделялись по составу.



Таблица VI-3

Процентное соотношение обломков пород и стекол  
в импактных породах на различных глубинах (скв. 13А)

Название пород	Глубина, м	Процент обломков стекол	Процент обломков пород
Зювит . . . . .	9	25	75
Зювит . . . . .	29	31	69
Тагамит (дайка) . . . . .	48	65	35
Зювит . . . . .	55	29	71

до 15 см. Обломки стекол имеют светлую желтую и серовато-зеленую окраску, сильно изменены, пористы. Мелкие обломки имеют округлую, изометричную, эллипсоидную форму, у некоторых обломков края расщощены, во многих обломках видна флюидалность. Крупные обломки стекол (более 5 см) почти всегда имеют вытянутую по флюидалности форму, с размоchа-ленными прихотливо изогнутыми краями, тонкими языками проникают в окружающий материал. В зювитах нередко отмечаются обломки минералов. Чаще всего встречаются кварц, плагиоклаз, биотит, хлорит; реже — сфен, карбонат, апатит, цоизит и др.

Заполняющая масса и цемент в витролитокластических зювитах такие же, как и в аллогенных брекчиях, но иногда цемент становится более плотным массивным и приобретает темно-серый цвет, что, видимо, связано с увеличением в нем количества стекла.

Под микроскопом в витролитокластических зювитах обнаруживаются такие же признаки ударного метаморфизма, как и в аллогенных брекчиях, но изменению подвергается большее количество обломков. Кроме того, в этих породах был обнаружен биотит, который разлагается на лейкоксен и магнетит. В бомбах стекла, измененного в хлорит-монтмориллонитовую кварц-содержащую массу, встречаются оплавленные обломки пород. Реакционные взаимоотношения стекла и обломков заключаются в появлении в стекле вокруг обломка тонкой каемки более темного стекла (шириной 0,1—0,2 мм). В обломке породы, на контакте со стеклом, появляется тонковолокнистая каемка кварц-хлоритового состава (шириной 0,1—0,2 мм). В бомбах имеются и полностью переплавленные обломки.

**Витрокластические зювиты** характеризуются следующими геологическими особенностями: 1) ассоциируют с телами тагамитов (р. Кара, Анарога, некоторые скважины); 2) перекрываются витрокластическими зювитами; 3) развиты в краевых частях воронки (р. Кара, Анарога).

Количество стекла в витрокластических зювитах варьирует от 40 до 80%, а по размерам преобладающей массы обломков их



можно разделить на крупно- и мелкообломочные. Так, в обнажении в верхнем течении р. Анарога размеры обломков пород и стекол лежат в пределах 0,3—1,5 м (в среднем 10—15 см); в обнажении на левом берегу р. Кара (в 2 км выше устья р. Тагорей-Яга) — средний размер обломков стекол и пород — первые миллиметры.

В обнажении на р. Анарога зювиты похожи на игнимбриты. Обломки представлены в основном стеклами и имеют несколько удлиненную форму, с флюиальностью по удлинению, тупыми и рваными, размочаленными краями. Среди обломков пород отмечены глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки, жильный кварц. В цементирующей массе, помимо обломков пород, присутствует много стекла. Цемент плотный, сваренный, обтекает обломки.

В 2100 м выше устья р. Тагорей-Яга вдоль левого борта р. Кары обнажены крупные глыбы пермских песчаников и алевролитов (1 м в поперечнике). Промежутки между блоками заполнены мелкообломочными спекшимися витрокластическими зювитами. Преобладающие размеры обломков в зювитах — десятые доли миллиметра и первые миллиметры. Обломки пород и минералов и заполняющая масса присутствуют в подчиненном количестве (10—40%). Преобладающие размеры обломков 2—5 мм. По составу они аналогичны обломкам из аллогенных брекчий и витролитокластических зювитов. Многие обломки облекаются рубашкой из стекла, деформированы, раздроблены. Некоторые обломки песчаников имеют спекшийся, частично оплавленный вид, они растянуты по флюиальности в стекле.

Стекло из обломков и заполняющей массы макроскопически имеет темно-серые, черные, зеленовато-черные, фиолетовые окраски. Форма их почти всегда резко уплощенная. В образце они выглядят как линзочки, просечки, прожилки, тонкие шнурочки. Ширина таких выделений первые миллиметры, доли миллиметра, иногда до первых сантиметров, длина — в десятки раз больше. Стекло облекает твердые обломки пород мишени, пропитывает наиболее рыхлые обломки. Все линзы, просечки, прожилки стекла ориентированы в обнажении близвертикально. Стекло имеет свежий неизмененный вид. Цемент в таких зювитах плотный, темно-серый, макроскопически недиагностируемый. Под микроскопом видно, что цемент витрокластических спекшихся зювитов по составу аналогичен таковому из аллогенных брекчий и литовитрокластических зювитов, но отличается большим количеством стекла.

Под микроскопом в витрокластических спекшихся зювитах обнаруживаются многочисленные признаки ударного метаморфизма. Наибольшему изменению, как и в других описанных случаях, подвергаются кварц и плагиоклаз. Обломки этих минералов часто имеют неправильное (блоковое, волнистое, пятнистое) угасание, планарные элементы и трещины, частично или полностью изо-

трипизированы. По кварцу как в мономинеральных блоках, так и в обломках пород во множестве образуется лешательерит.

Обломки пород несут признаки различных стадий ударного метаморфизма. Встречаются совершенно неизмененные обломки, обломки с различным количеством диаплектовых стекол по каркасным минералам и лешательерита. В некоторых обломках кварцевых песчаников наблюдается изотропизация всего кварца, при этом цемент песчаника полностью превращается в темно-бурое непрозрачное стекло с признаками течения. Имеются обломки стекол, которые при двух николях полностью изотропны, при одном — наблюдается темно-бурое загрязненное точечными непрозрачными включениями стекло, с флюидалной структурой течения. Но при этом видно, что последняя накладывается на обломочную структуру первичного песчаника, которая выявляется благодаря сохранению местами контуров обломочных зерен песчаника. Такие обломки, очевидно, являются не полностью расплавленными.

Большой интерес представляют стекла спекшихся витрокластических зювитов. Эти стекла под микроскопом имеют свежий облик, нераскристаллизованы. Стекло часто обтекает обломки пород и минералов, неправильными языками внедряется в более рыхлые обломки и цементирующую массу. Края обломков стекол всегда имеют более интенсивную окраску по сравнению с центральной частью. Окраска эта меняется от бесцветной до темно-бурой и зеленоватой на протяжении первых миллиметров. Часто в стеклах бурого цвета встречаются мелкие шарики (поперечни-

Таблица VI-4

Показатели преломления стекол из витрокластических спекшихся зювитов (первые шесть образцов), бомб и маломощных даек тагамитов, р. Анарога

Номер образца	Окраска стекла в образцах	Окраска стекла под микроскопом	$n \pm 0,002$
3—1с	темно-серая с фиолетовым оттенком	от бесцветной до серо-коричневой	1,552
3—9г	черная	от бесцветной, зеленоватой до коричнево-бурой	1,540
3—9ж	зеленоватая-черная	от бесцветной до светло-коричневой	1,543
3—11ж	»	от бесцветной до темно-коричневой	1,545
3—11ч	зеленоватая-черная, серая	от светло-коричневой до серо-коричневой	1,545
3—2с	фиолетово-серая	серо-коричневая	1,559
3—3ч	черная	коричневая	1,544
3—3ж	»	от бесцветной, чуть зеленоватой до темно-коричневой	1,544
3—4ж	зеленоватая-черная	бурая, различных оттенков	1,544
3—4п—с	темно-серая, черная	от светло-коричневой до серо-коричневой	1,543

ком в сотые доли миллиметра) другого по цвету стекла. Показатели преломления бесцветных и коричневых стекол различных оттенков почти не отличаются (табл. VI-4). Из общего ряда выделяется стекло с серыми оттенками (макроскопически темно-серое с фиолетовыми оттенками), показатель преломления которого больше, чем у остальных.

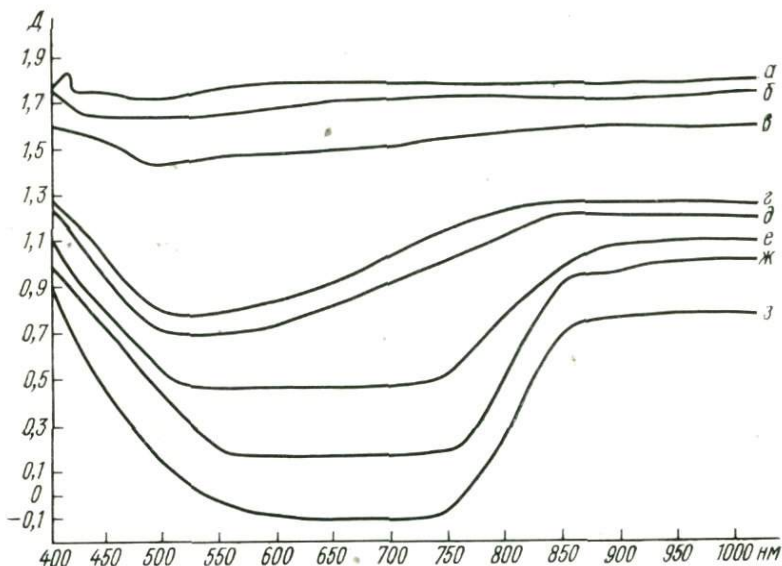


Рис. VI-5. Оптические спектры поглощения разных типов стекол Карского кратера.

а, д, е — стекло из зювитов, р. Кара; б, в, г — стекло из маломощных даек тагамитов, р. Кара; ж, з — стекло из мощного тела тагамитов, р. Анарога

Для установления природы окраски стекол на спектрофотометрической установке для исследования микрокристаллов (Ракчеев, 1960) были получены оптические спектры поглощения в области длин волн от 400 до 1030 нм (рис. VI-5). Спектры поглощения бесцветных слегка зеленоватых, бурых стекол дают пологий минимум в области 450—700 нм. Такой характер кривых поглощения связан с присутствием иона  $Fe^{2+}$  (Соболев, 1949). Причем в этом случае окраска стекла в бурые тона связывается с наличием иона  $OH^-$  (Соболев, 1949). Изучение такого рода стекол с помощью мессбауэровской спектроскопии также показало полное отсутствие в них  $Fe^{3+}$  (Granovsky et al., 1979). Оптические спектры поглощения буро-серых, слегка замутненных стекол дают пологий интенсивный минимум в области длин волн 450—850 нм. Видимо, здесь мы имеем дело со смесью ионов  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ .



Плотности стекол витрокластических зювитов колеблются от 2,5546 до 2,6165 (табл. VI-5). Такой значительный разброс плотности, видимо, можно объяснить наличием большого количества микронеоднородностей в стекле. Отрицательные значения коэффициентов асимметрии свидетельствуют о том, что газовые и жидкие включения влияют на плотность стекла больше включений тяжелых минералов (Кац, 1966).

Таблица VI-5

Плотности стекол из витрокластических зювитов (первые пять образцов) мало мощных даек и бомб тагамитов, р. Кара

Номер образца	Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	Среднее квадратичное отклонение	Мода распределения, г/см <sup>3</sup>	Коэффициент асимметрии, А	Количество замеров
3-9ч	2,5546	0,1135	2,5677	-0,355	805
3-9ж	2,5602	0,01511	2,5738	-0,654	1030
3-11ч	2,6165	0,1189	2,6038	-0,067	105
3-11ж	2,6069	0,0395	2,6382	-0,288	100
3-1с	2,5886	0,2698	2,6198	-0,472	124
3-2с	2,5684	0,0569	2,5923	+0,106	108
3-3ж	2,5811	0,0880	2,5747	+0,589	50
3-3ч	2,6058	0,2436	2,6282	+0,237	46
3-4ж	2,5726	0,1471	2,5449	+1,784	32
3-4с	2,6256	0,1826	2,6419	-0,485	149

Примечание. Измерения плотности проводились на гравитационной градиентной трубке (Кац, 1968).

Характерный признак стекол зювитов — наличие в них многочисленных пузырьков газа и жидкости, вытянутых по флюидальности и сферической формы.

Стекла из зювитов изучались методами дифрактометрии и инфракрасной спектроскопии. На дифрактограммах или отсутствуют пики каких-либо минералов, или появляются отдельные размытые пики плагиоклаза и калишпатов (табл. VI-6; рис. VI-6).

Количественные соотношения стекловатой и кристаллической фаз в различных стеклах Карского кратера определялись дифрактометрически по углу наклона пика стекла в интервале 10,5—12,5°  $\theta$  на дифрактограммах (Сазонова, Никишина, 1980). Для исследуемых стекол максимум пика наблюдался в области углов 13—14°  $\theta$ , и его стабильность указывала на идентичность состава изучавшихся стекол. Стекла из мелких обломков, просечек, прожилков, линзочек в витрокластических зювитах имеют наименьшую (для Карского кратера) степень кристалличности — 72—74% стекла (см. табл. VI-9).

На инфракрасных спектрах стекол витрокластических зювитов наблюдается характерная для всех силикатов, в том числе силикатных стекол, полоса в области 1100—1200 см<sup>-1</sup>, которую отно-

## Дифрактометрическая характеристика стекол витрокластических спекшихся зювита

hkl	Вид					
	Стекло из обломков в витрокластических зювитах					
	Номер					
	3-9ж d, Å	3-11с d, Å	3-11ч d, Å	3-10ч d, Å	3-9г d, Å	3-1 d, Å
001 (ПЛ)						
201 (КПШ)	4,15 <sup>+</sup>					
111 (ПЛ)						
131 (ПЛ)						
220 (КПШ)		3,33 <sup>+</sup>	3,33 <sup>+</sup>			3,33
040 (ПЛ)	3,19 <sup>+</sup>				3,18 <sup>+</sup>	3,19
131 (ПЛ)						
?						
222̄ (?)						
?						θ <sup>×</sup> 22°—23°

Примечание. × — в данной области углов θ наблюдается размытый пик; + — интенсивность

сят к валентным колебаниям Si—O. Положение этой полосы в спектре зависит от степени полимеризации тетраэдров в решетке силикатов. Так, в спектрах ортосиликатов (изолированные тетраэдры) эта полоса наблюдается в области 800—1100 см<sup>-1</sup>, а при увеличении степени полимеризации наблюдается сдвиг этой полосы в сторону больших частот. Наличие этой полосы в спектрах

## тов, бомб и малоомощных даек тагамитов

стекла							
Стекло малоомощной (40 см) дайки тагамита				Бомба тагамита (270×160 см) в витрокластическом зювите			
образца							
3-2с d, Å	3-3ж d, Å	3-3б d, Å	3-3ч d, Å	3-4ж d, Å	3-4с d, Å	3-4сж d, Å	3-4б d, Å
						6,40	
4,06			4,20	4,25		4,20	
3,76							
						3,66	
3,34	3,35	3,31	3,33	3,35		3,33	3,33
3,17	3,13	3,15 3,19	3,17	3,17	3,18	3,18	3,17
				2,995	2,996	2,998	2,990
	θ <sup>×</sup> 18,5°— 20,5°	θ <sup>×</sup> 19°— 19,5°	θ <sup>×</sup> 19°		θ <sup>×</sup> 19,5°	θ <sup>×</sup> 19°—20°	
2,87		2,87	2,87	2,88			
θ <sup>×</sup> 22°—23°		θ <sup>×</sup> 22°—23°	θ <sup>×</sup> 22°—23°	θ <sup>×</sup> 22°— 23,5°	θ <sup>×</sup> 22°— 23,5°	2,17	θ <sup>×</sup> 22,5°— 23,5°

пика в десятки раз меньше его интенсивности для кристаллической фазы.

стекол при довольно больших частотах говорит о том, что стекло имеет сложное строение, вероятно, с высокой степенью полимеризации кремнекислородных тетраэдров. Следующая область, где проявляются слабые полосы поглощения, — 700—800 см<sup>-1</sup> (рис. VI-7). Эти полосы также характерны для спектров силикатов с каркасным строением. Последняя область, где проявляется

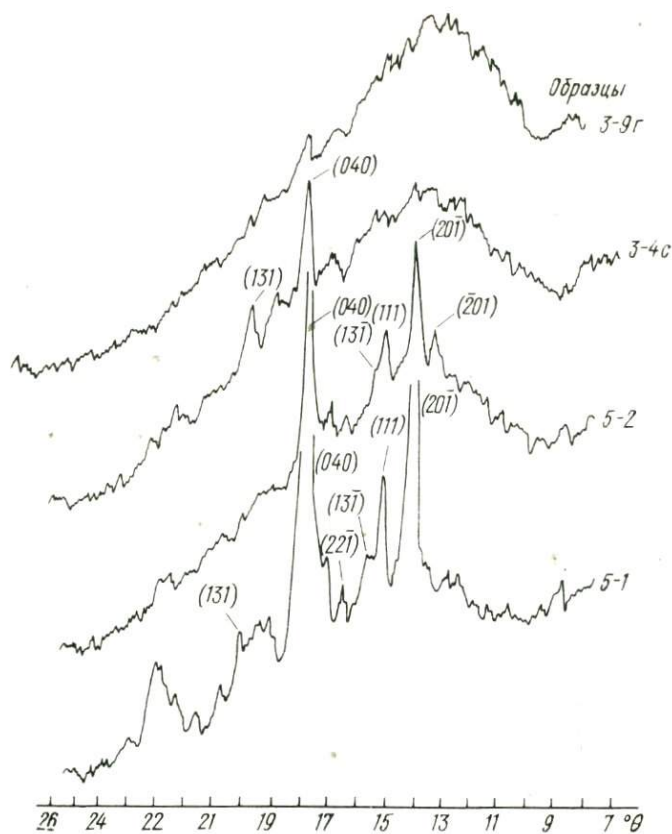


Рис. VI-6. Примеры дифрактограмм стекол из витрокластических звонитов (3—9г), бомб тагмитов (3—4с), стекловатой матрицы мощного тела тагмитов (5—1, 5—2)

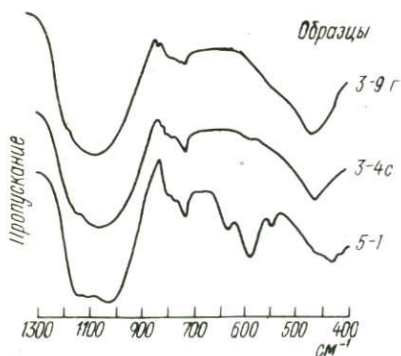


Рис. VI-7. Примеры инфракрасных спектров стекол из витрокластических звонитов (3—9г), бомб тагмитов (3—4с) и стекловатой матрицы тагмитов (5—1)



часто размытая, широкая полоса поглощения  $450\text{--}480\text{ см}^{-1}$ , характерна для многих силикатов со сложной структурой, в частности для кварца и плагиоклаза. Эту полосу относят к деформационным колебаниям связи Si—O.

### VI. 3. 4.

#### ТАГАМИТЫ

Тагамиты в виде тел в зювитах, аутигенных и аллогенных брекчиях вскрываются скважинами, пробуренными на центральном поднятии в кратерной воронке. В кратерной воронке в обнажениях по рекам Кара, Анарога, ручью Лавовому наблюдаются жилы, дайкообразные и пластовые тела тагамитов, залегающие в зювитах и аллогенных брекчиях.

В обнажении вдоль левого берега р. Кара, в 2100 м выше устья р. Тагорей-Яга, тагамиты встречаются в виде жил (мощностью от нескольких сантиметров до 2 м) в аутигенной брекчии и крупных бомб (размеры наибольшей встреченной бомбы  $270 \times 160$  см) в витрокластических зювитах. Жилы имеют близвертикальное простирание. В этом же обнажении между двумя крупными глыбами пермских пород отмечено клиновидное, расширяющееся книзу тело тагамитов. Мощность его у уреза воды 5 м, а в 5—7 м выше — всего 1,5 м. Тагамиты из маломощных даек и бомб окрашены в темные тона: черные, зеленовато-черные, темно-бурые, темно-серые, фиолетово-серые. Такая окраска обусловлена преобладанием в породе темного, малозмененного стекла и черных обломков пермских пород. Только там, где стекло изменено, окраска образцов становится светло-серой, светло-зеленой, пятнистой. Описываемые тагамиты содержат до 30% обломков пород и минералов. Обломки достигают 30 см в поперечнике, но преобладают обломки миллиметровых размеров. Крупные обломки иногда имеют угловатую форму, хотя подавляющему большинству их присуща округлая форма. Почти всегда стекло вокруг обломков изменено, осветлено. Некоторые обломки раздроблены и растащены по флюидалности. По составу преобладают обломки пермских пород: аргиллитов, алевролитов, различных песчаников, иногда встречаются кремнеземные известняки, глинистые сланцы.

Стекло тагамитов из маломощных даек и бомб макроскопически имеет свежий облик и темную окраску — черную, зеленовато-черную, темно-серую, фиолетово-серую. Текстура стекла флюидалная. Под микроскопом в минералах обломков пород обнаруживаются различные признаки ударного метаморфизма: неправильное угасание каркасных минералов, образование в них планарных трещин и планарных элементов, частичная и полная изотропизация кварца и плагиоклаза, образование лешательерита. Обломки часто переплавляются. Переплавление их начинается

с краев. Образуется реакционная кайма на границе стекла и обломка. Стекло на контакте темнеет и мутнеет, исчезает четкая граница обломка. От полностью переплавленных обломков остаются только «тени», которые выражаются в том, что стекло на месте бывшего обломка становится мутным, непрозрачным, более темным.

Обломки минералов в тагамитах из маломощных даек и бомб встречаются редко, их набор ограничен кварцем и плагиоклазом. Почти все обломки минералов несут признаки ударного метаморфизма, перечисленные выше.

Стекла описываемых тагамитов имеют под микроскопом свежий облик, неизменены, очень редко они частично теряют изотропность, превращаясь в мерцающую массу. Окрашены стекла очень неравномерно, от бесцветных, слегка желтоватых и зеленоватых тонов до бурых, коричневых, серо-коричневых. Так же как и для стекол витрокластических зювитов, показатели преломления для различно окрашенных стекол из маломощных даек и тагамитов одинаковы. Исключением, так же как и в зювитах, являются серо-коричневые стекла, показатель преломления которых выше, чем у остальных (см. табл. VI-4).

Оптические спектры поглощения стекол бомб и маломощных даек тагамитов дают пологий минимум в области 450—700 нм (см. рис. VI-5), причем чем интенсивнее окраска стекла, тем интенсивнее минимум в этой области. Характер кривых указывает на присутствие только иона  $Fe^{2+}$ . Именно этот ион совместно с ионом  $OH^-$  и обуславливает в данном случае окраску стекол. На присутствие только иона  $Fe^{2+}$  указывают также данные мессбауэровской спектроскопии (Granovsky et al., 1979).

Как уже отмечалось выше, стекла маломощных даек и бомб имеют флюидалый облик, выражающийся в неравномерности окраски, в расположении определенным образом вытянутых, растащенных обломков. Но нужно отметить, что направление флюидалности в стеклах часто нарушается, вокруг обломков образуются завихрения, в рыхлые обломки часто внедряются языки стекла. Это явление, видимо, связано с подвижностью расплава стекла в маломощных дайках перед застыванием.

Так же как и в стеклах зювитов, в стеклах тагамитов присутствуют мельчайшие выделения газовой-жидкой фазы. Иногда они уплощены и вытянуты по флюидалности, иногда имеют круглую форму.

Плотности стекол колеблются в пределах 2,5684—2,6256, что связано с большим количеством микронеоднородностей. Причем положительный коэффициент асимметрии почти для всех образцов свидетельствует о том, что тяжелые минералы влияют на плотность стекла более, чем газовые и жидкие включения (Кац, 1966). Возможно, в данном случае это связано с присутствием большого количества недоплавленных мелких обломков пород и минералов.



На дифракционных картинах стекол маломощных даек и бомб тагамитов возрастает число пиков по сравнению с дифрактограммами стекол из витрокластических зювитов. Наиболее четко выраженные пики диагностируются как полевошпатовые (см. табл. VI-6 и рис. VI-6). При определении степени кристалличности данных стекол обнаруживается уменьшение процента стекловатой фазы (до 68—58 и даже 48—44%) и увеличение процента кристаллической (см. табл. VI-9) по сравнению со стеклами зювитов, что согласуется с данными дифрактометрии. Но процент стекловатой фазы в среднем (65%) еще достаточно велик. В отличие от дифрактометрии инфракрасные спектры поглощения не показали существенного различия между стеклами из зювитов, бомб и жил тагамитов (см. рис. VI-7).

В правом борту каньона р. Анарога, в верхнем ее течении (в 2—2,3 км к востоку от отметки 640 м) вскрыто пластовое неправильной формы тело тагамитов, залегающее среди витрокластических зювитов. Максимальная мощность тагамитов в обнажении ~ 15 м. Эта мощность выдерживается по простиранию примерно на 10 м. Далее к востоку тагамиты образуют в зювитах постепенно выклинивающийся язык длиной ~ 50 м. Мощность его быстро падает до 5—6 м на расстоянии 15 м, а затем постепенно уменьшается до 0,2 м на восточном конце. Выклинивание сопровождается расщеплением с появлением субпараллельных жил тагамита разной мощности.

Тагамиты на свежем сколе имеют черную окраску. Излом бывает как раковистый, так и неровный. На выветрелой поверхности тагамитов иногда видна флюидалность. Порода состоит из стекловатого базиса и обломков. Обломки пород и минералов составляют 10—15%. Представлены обломки пород песчаниками и алевролитами перми, реже отмечаются известняки. Обломки очень мелкие. Преобладают миллиметровые фрагменты, реже они превышают 3 см в поперечнике. Обломки имеют округлую форму, хотя встречаются и угловатые. Под микроскопом обнаруживается, что обломки пород и минералов подвергаются тем же изменениям, что и обломки из маломощных даек тагамитов и бомб.

На контакте с зювитами тагамиты обогащены обломками (до 30—35%), имеют более светлую зеленоватую, серую окраску, флюидалная текстура выражена лучше. Тагамиты разбиты грубыми трещинами на блоки близвертикальной столбчатой отдельности с поперечником 20—30 см. При приближении к верхнему контакту с зювитами отдельность становится более тонкой (рис. VI-8).

Стекловатая матрица тагамитов имеет бурые и коричневые до серо-коричневых оттенки, часто она непрозрачна, замутнена, имеет мерцающий облик, что говорит о ее слабой раскristаллизации. В тагамитах обнаруживается флюидалность, проявляющаяся в неравномерной окраске стекла. Характерны также мно-



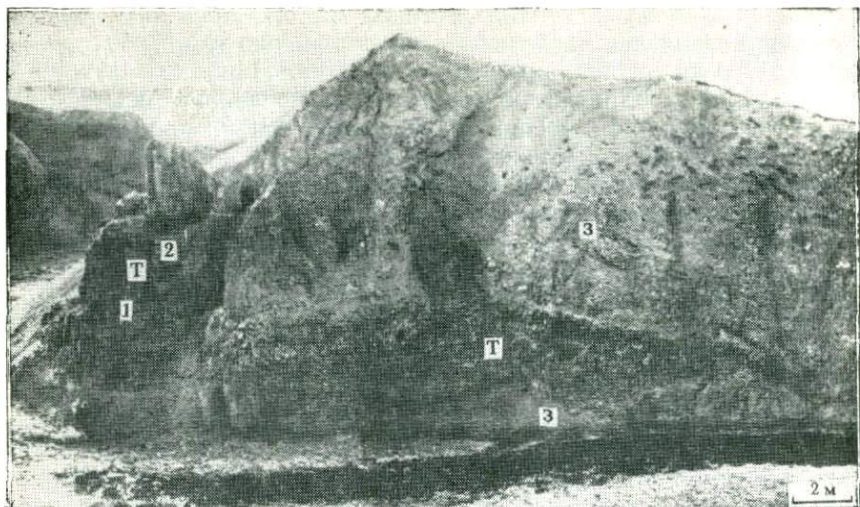


Рис. VI-8. Пластовое тело тагамитов (т) среди зювитов (з) в правом борту каньона р. Анароги. Видна смена грубой столбчатой отдельности (1) на тонкую (2) в приконтактовых областях

гочисленные пустоты, заполненные бурым непрозрачным землистым веществом, хлоритом, карбонатом.

Оптические спектры поглощения для стекловатой матрицы тагамитов характеризуются обширным интенсивным минимумом в области длин волн 450—850 нм. Это связано с совместным присутствием ионов  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ , подтверждается данными мессбауэровской спектроскопии (Granovsky et al., 1979).

Плотности стекловатой матрицы тагамитов колеблются в пределах от 2,5532 до 2,7225, т. е. для мощного тела тагамита мы имеем больший разброс значений плотности стекловатой матрицы, чем для стекол зювитов и маломощных даек тагамитов. Значения коэффициента асимметрии (указывающие на то, какие микровключения — тяжелые или легкие — оказывают влияние на плотность) также колеблются в широких пределах — от  $-0,816$  до  $+1,570$  (табл. VI-7).

При определении степени кристалличности стекловатой матрицы тагамитов (табл. VI-9) было обнаружено, что по сравнению со стеклами из зювитов и маломощных даек тагамитов она содержит минимальный процент стекловатой фазы (14—39%), что согласуется с данными дифрактометрии (см. рис. VI-6 и табл. VI-8).

Рентгенограммы стекловатой матрицы тагамитов имеют более *завершенный вид по сравнению с аналогичными характеристиками* стекол из зювитов и маломощных даек тагамитов (хотя и отличаются от дифрактограмм полнокристаллических веществ

Таблица VI-7

Плотности стекловатой матрицы тагамитов  
(р. Анарога)

Номер образца	Средняя плотность, $\rho$ г/см <sup>3</sup>	Среднее квадратичное отклонение	Мода распределения, $M_0$ г/см <sup>3</sup>	Коэффициент асимметрии	Количество замеров
5—1	2,5913	0,02561	2,5589	+1,012	19
5—2	2,5983	0,2973	2,5643	-0,094	10
5—3	2,5924	0,1225	2,6025	-0,816	10
5—8	2,7225	0,0988	2,7948	+0,126	11
5—10	2,6043	0,2910	2,6112	+1,570	128
5—12	2,5827	0,0058	2,5735	-0,115	27
5—13	2,6863	0,0688	2,6837	-0,325	23
5—15	2,6141	0,0361	2,6131	+1,919	13
5—17	2,5531	0,1116	2,5604	+0,176	11
5—18a	2,5612	0,0807	2,5578	-0,171	24

меньшей интенсивностью и четкостью пиков и исчезновением их на больших углах  $\theta$ ). Пики на рассматриваемых дифрактограммах идентифицированы как плагиоклазовые и калишпатовые (см. табл. VI-8 и рис. VI-6).

Для наименее раскристаллизованных стекол (обр. 5-2, 5-10, 5-17, 5-18) характерно наличие на дифракционной картине только основных пиков плагиоклаза, что, вероятно, связано с его более ранним появлением в процессе застывания расплава. При появлении же щелочного полевого шпата в слабораскристаллизованных стеклах (обр. 5-2, 5-12, 5-11) он имеет существенно калиевый состав. По мере увеличения степени кристалличности стекловатой матрицы тагамитов (обр. 5-13, 5-16, 5-1 и далее) в составе щелочного полевого шпата появляется натрий, и его содержание достигает в некоторых случаях 30% (табл. VI-10).

Для определения химического состава плагиоклазов (табл. VI-11) были использованы отражения (400) и ( $\bar{2}04$ ) (Каменцев, Блюмштейн, 1974). Изменение расстояния между линиями (131) и ( $\bar{1}\bar{3}1$ ) дает возможность оценить степень упорядоченности плагиоклазов. Для плагиоклазов стекловатой матрицы тагамитов такое определение не всегда возможно из-за примеси калиевого полевого шпата. В том случае, когда определение  $\Delta 2\theta_{131-\bar{1}\bar{3}1}$  возможно, структурное состояние исследуемых плагиоклазов определено как неупорядоченное или слабоупорядоченное.

Инфракрасные спектры поглощения стекловатой матрицы тагамитов обнаруживают полосы поглощения в области 1160—1200, 800—700, 650—550 и 470—500 см<sup>-1</sup> (табл. VI-12), т. е. полосы поглощения, характерные для спектров плагиоклазов. В отличие от спектров обычных плагиоклазов в спектрах стекловатого базиса тагамитов не все полосы выражены четко, в некоторых образцах они размыты или исчезают совсем. Известно, что наиболее чувствительными к изменению состава и структурного со-

Таблица VI-8

Данные дифрактометрии стекловатой матрицы тагамитов (р. Анарога)

hkl	Номер образца											
	5-16		5-1		5-2		5-10		5-17		5-18	
	$d, \text{Å}$	$I/I_0$	$d, \text{Å}$	$I/I_0$	$d, \text{Å}$	$I/I_0$	$d, \text{Å}$	$I/I_0$	$d, \text{Å}$	$I/I_0$	$d, \text{Å}$	$I/I_0$
$\bar{2}01$ (КПШ)	4,20	сл.			4,23	сл.	4,25	размыт				
$20\bar{1}$ (Пл)	4,06	с.	4,00	с.	4,03	с.	4,06	с.	4,03	с.	4,03	ср.
$\bar{1}\bar{1}1$ (Пл)	3,89	сл.										
111 (Пл)	3,75	ср.	3,72	ср.	3,72	ср.	3,74	ср.	3,76	размыт	3,72	ср.
$13\bar{1}$ (Пл)	3,64	сл.	3,62	сл.	3,62	сл.						
$11\bar{2}$ (Пл)	3,46	размыт										
$22\bar{1}$ (Пл)			3,43	сл.	3,43	сл.					3,43	размыт
220 (КПШ)	3,36	сл.										
$\bar{1}12$ (Пл)	3,23	с.										
040 (Пл)			3,18	с.	3,19	с.	3,19	с.	3,20	с.	3,20	с.
$\bar{1}31$ (Пл)	3,03	сл.	3,00	сл.								
$04\bar{1}$ (Пл)	2,950	ср.	2,965	сл.								
$22\bar{2}$ (Пл)	2,876	ср.	2,915	сл.							~2,9	размыт
131 (Пл)	2,839	сл.	2,824	сл.			2,839—2,928	размыт				
$\bar{1}32$ (Пл)	2,615	сл.	2,630	размыт								
$24\bar{1}$ (Пл)	2,539	ср.	2,554	сл.								
$1\bar{1}2$ (Пл)	2,501	ср.	2,500	сл.								
$\bar{2}41$ (Пл)	2,473	сл.	2,478	сл.								



Таблица VI-9

Степень кристалличности стекол из витрокластических зювитов (№ 1—3), бомб и мало мощных даек тагамитов (№ 4—11) и стекловатой матрицы тагамитов (№ 12—21), р. Анарога

№ п/п	Номер образца	Угол наклона, град	Содержание стекла, %	№ п/п	Номер образца	Угол наклона, град	Содержание стекла, %
1	3-11	55	74	12	5-1	30	14
2	3-11с	54	72	13	5-2	39	33
3	3-9г	55	74	14	5-8	42	39
4	3-2с	53	68	15	5-10	42	39
5	3-3ж	49	58	16	5-12	32	18
6	3-3б	53	68	17	5-13	35	24
7	3-3ч	50	60	18	5-4	33	20
8	3-4ж	56	76	19	5-17	40	36
9	3-4с	43	44	20	5-15	30	14
10	3-4сж	45	48	21	5-18а	39	33
11	3-4б	57	79				

Таблица VI-10

Состав щелочного полевого шпата тагамитов по межплоскостному расстоянию  $20\bar{1}$

Номер образца	$d_{20\bar{1}}$ , Å	мол. % Ab
5-12	4,23	0
5-11	4,23	0
5-3	4,21	11
5-13	4,20	15
5-16	4,16	35
5-9	4,16	35
5-15	4,16	35
5-1	4,15	40

Таблица VI-11

Состав плагиоклазов тагамитов по межплоскостным расстояниям  $204$  и  $400$

Номер образца	$\Delta 2\theta_{204-400}$	мол. % An
5-15	1,68	42
5-16	1,70	44
5-13	1,70	44
5-3	1,64	37
5-9	1,68	42
5-1	1,60	32

стояния являются полосы поглощения в области 650—620 и 550—540  $\text{см}^{-1}$ , относимые к колебаниям O—Si (Al)—O, O—Si—O (Плюснина, 1976). В тех инфракрасных спектрах поглощения, где эти полосы проявлены достаточно четко, были определены состав и степень упорядоченности плагиоклазов. Состав плагиоклазов, по данным ИК-спектроскопии, колеблется в интервале № 32—40, вблизи кривой высокотемпературных синтетических плагиоклазов, т. е. они имеют крайне неупорядоченную структуру. Таким образом, результаты ИК-спектроскопии и дифрактометрии совпадают.

Таблица VI-12

Данные инфракрасной спектроскопии стекловатой матрицы тагамитов (р. Анарога)

Номер образца	450—500 см <sup>-1</sup>		550—650 см <sup>-1</sup>			700—800 см <sup>-1</sup>			900—1100 см <sup>-1</sup>			1000—1200 см <sup>-1</sup>		
	Si — O					Al <sup>IV</sup> — O — Si			Si — O — Al <sup>IV</sup>			Si — O — Si		
	Деформационные колебания								Валентные колебания					
5-1			631	585	543	723	786	797				1410	1100	1030
5-2			630	583	542	722	787					1140	1100	1030
5-3	465		631	585	545	723	787	799				1140	1100	1030
5-4	467		632	580	542	724	780	800	896					
5-8	467		633	583	538	724		795	877			1120		
5-9	475	490	630	585	543	723	780	800				1141	1100	1035
5-10			632	586	543	723		800					1100	1035
5-11	465		632	586	542	723	780	800	980			1140		
5-12	465	485	630	585	544	723		798				1142	1105	1030
5-13	465		628	578	539	723		795	970			1140		
5-15	465	482	628	585	544	724		798					1105	
5-17	463		625	585	544	723		799				1140	1100	1030
3-17	465	515	635	585	545	723	780	800				1140	1100	1035

## VI. 4.

### ПРОЯВЛЕНИЕ УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА

В породах и минералах Карского кратера наблюдаются многочисленные признаки ударного метаморфизма, к которым относятся: 1) конусы разрушения; 2) планарные деформации; 3) диаплектовые стекла; 4) коэсит; 5) плавление минералов и пород.

Все эти признаки отмечались при описании импактитов, на некоторых мы остановимся более подробно ниже.

#### VI. 4. 1.

##### КОНУСЫ РАЗРУШЕНИЯ

Конусы разрушения обнаружены в аутигенной и аллогенной брекчиях. Они образуются по алевролитам, известковистым песчанникам, аргиллитам, диабазам. Причем в последних они развиваются реже и хуже, чем в других породах. В разных породах конусы разрушения имеют разный угол при вершине в зависимости от зернистости породы. Так, в среднезернистых песчанниках угол при вершине составляет 65—70°, при уменьшении зернистости угол падает до 30—35°, в алевролитах угол падает до 15—20°. Одновременно с уменьшением вершинного угла становится тоньше скульптура поверхности.

Высота конусов разрушения, которая определяется мощностью пласта (прослоя) породы с однородными свойствами, ко-

леблется от 5—6 см в аргиллитах до 10—15 и даже 60—80 см в песчаниках. Иногда в мегабрекчиях крупные глыбы пермских пород (до 10 м в поперечнике) сплошь состоят из конусов разрушения.

#### VI. 4. 2.

##### ПЛАНАРНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Планарные деформации представлены в различных минералах планарными трещинами, планарными элементами, деформационными поясами, мозаицированием.

Минералы с пластическими деформациями часто присутствуют в тагамитах и аллогенных брекчиях в виде мономинеральных обломков и как составляющая часть обломков пород. Этот тип деформации нередко отмечается и в минералах из аутигенных брекчий. Наиболее часто пластические деформации всех видов встречаются в каркасных силикатах — кварце и плагиоклазе. Планарные трещины имеют место также в амфиболе, пироксене, апатите, сфене.

В кварцевых диабазах и в диабазах из аутигенных брекчий центрального поднятия были подробно изучены планарные деформации в некоторых минералах, поскольку в скважинах можно было проследить изменение планарных деформаций различных минералов примерно на 600 м по радиусу кратера. Так как распределение планарных элементов и трещин в минералах по различным кристаллографическим плоскостям является отражением силы ударного давления на минерал, была произведена оценка ударного давления на различных глубинах по сопоставлению планарных деформаций в кварце с экспериментальными данными.

Главными минералами кварцевых диабазов являются плагиоклаз (50—65%), пироксен (20—40%), кварц (5—15%); вторичные минералы представлены хлоритом, амфиболом, кальцитом, эпидотом, в большом количестве присутствует соссюрит; из аксессуарных минералов чаще всего встречаются апатит и сфен, реже рудный минерал. Структура породы офитовая и габбро-офитовая, часто оксиофитовая.

Все вторичные минералы являются доударными. Главные минералы, а также амфибол, эпидот, апатит, сфен несут следы ударного метаморфизма, выражающиеся в наличии планарных деформаций. Подробно изучались планарные деформации в кварце, плагиоклазе, амфиболе, пироксене (методика изучения приведена в гл. III).

Планарные деформации в кварце изучались на следующих глубинах: 72—100 м; 292; 315—373; 391—429; 434—471,8; 483—535,5; 548—584; 590—614 м. Для многих зерен кварца характерно облачное и волнистое погасание, у некоторых отмечается мозаицизм, растрескивание, планарные трещины и элементы. Особое внимание было обращено на последние.



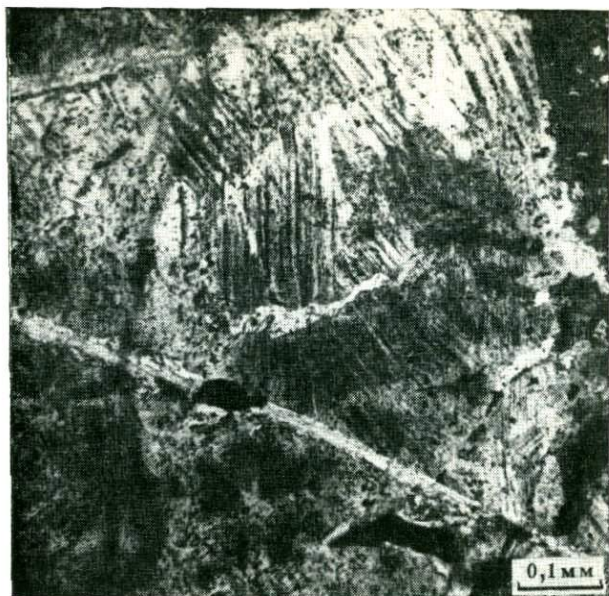


Рис. VI-9. Планарные элементы в кварце. При одном никеле. Скв. ГГХ-2, глубина 81,0 м

Планарные элементы в кварце центрального поднятия Карского кратера под микроскопом выглядят как очень тонкие, близко расположенные относительно друг друга плоскостные нарушения (рис. VI-9). Они могут иметь следующие кристаллографические направления:  $\{0001\}$ ,  $\{10\bar{1}3\}$ ,  $\{1121\}$ ,  $\{22\bar{4}1\}$ . Максимальное количество направлений планарных элементов в одном зерне 6. Планарные трещины отличаются от планарных элементов более редким расположением в зерне отдельных трещинок. Иногда на одно зерно приходится всего 5—6 субпараллельных нарушений такого рода. Для этих нарушений характерны направления:  $\{10\bar{1}2\}$ ,  $\{0001\}$ , реже  $\{10\bar{1}3\}$ . Планарные элементы и трещины декорированы черным непрозрачным веществом, которое часто во множестве находится в кварце и вне планарных элементов и трещин в виде мелких точечных включений.

Сверху вниз по скважинам облик деформированного кварца изменяется. Он становится более чистым, количество черных точечных включений и плотность планарных деформаций в зерне уменьшаются (табл. VI-13).

Планарные трещины становятся четко видны на нижних интервалах за счет вырождения других деформаций. Планарные элементы на нижних интервалах часто представлены цепочками черных точек включений в отличие от четких сплошных линий на

верхних интервалах. Причем чаще так выглядят деформации по направлениям, требующим большей интенсивности удара, в то время как деформации по  $\{0001\}$  и  $\{10\bar{1}3\}$  остаются линейными. Количество зерен без планарных элементов уменьшается снизу вверх (табл. VI-14). Часто планарные элементы в зернах из ниж-

Таблица VI-13

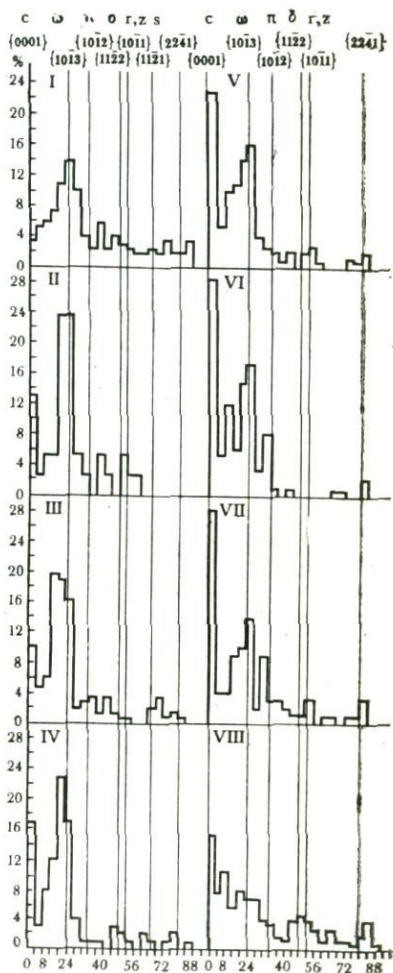
Изменение с глубиной количества планарных деформаций в кварце кварцевых диабазов (скв. ГГК-2)

Глубина, м	Среднее количество планарных деформаций на 1 мм	Глубина, м	Среднее количество планарных деформаций на 1 мм
67	55	454,6	14
72	56	491,7	24
97,6	42	524,5	20
345,3	46	528,5	20
365,4	38	532,0	24
371,0	30	535,3	27
402,6	29	548,0	21
425,1	27	564,7	12
434,5	30	571	16
443,0	19	590,0	9

Примечание. Количество планарных элементов определялось в прозрачных шлифах при общем увеличении  $\times 500$  и поэтому является лишь приблизительной оценкой.

Рис. VI-10. Гистограммы распределения углов между полюсами планарных деформаций и оптической осью в кварце кварцевых диабазов.

Глубины: I — 72—100 м; II — 292 м; III — 315—373 м; IV — 391—429 м; V — 434—471,8 м; VI — 483—535,5 м; VII — 548—584 м; VIII — 590—614 м



них интервалов располагаются не по всему зерну, а по краю его, в то время как центральная часть остается чистой. Волнистое, облачное погасание, а также мозаицизм сохраняются в кварце по всей скважине.

Из гистограмм (рис. VI-10) видно, что для кварца на всех интервалах характерно присутствие плоскостных нарушений, па-

Таблица VI-14

Расчет давлений ударной волны  
на кварц на различных глубинах

Интервал, м	Процент зерен с планарными деформациями	% А	% В	% С	% Д	Процент зерен с планарными трещинами	$p$ , кбар
72—100	100	3	36,5	18	30,5	12	119
292	97	26	63	—	4	4	93
315—373	88	12	46	3	12	15	93
391—429	84	24	49	6	1	4	88
434—471,8	80	23	44	4	8	1	90
483—535,5	72	25	32	3	10	2	87
548—584	73	26	27	2	13	5	87
590—614	51	14,5	16	4	12	4	82

раллельных и субпараллельных следующим кристаллографическим направлениям:  $\{0001\}$ ,  $\{10\bar{1}3\}$ ,  $\{10\bar{1}2\}$ ,  $\{1122\}$ ,  $\{1011\}$ . Направление  $\{11\bar{2}1\}$  имеется везде, исключая интервалы 434,5—471,8; 292,0 м; направление  $\{22\bar{4}1\}$  не наблюдалось на глубине 292,0 м. Интенсивность же деформаций тех или иных направлений на различных глубинах различна. Так, совершенно четко видно, что интенсивность пика  $\{0001\}$  (для образования деформаций по этому направлению требуется минимальная — около 70 кбар — нагрузка) постепенно растет сверху вниз, в то время как интенсивность пика  $\{10\bar{1}3\}$  (120 кбар по экспериментальным данным) уменьшается. Пик  $\{22\bar{4}1\}$  (170 кбар по экспериментальным данным) ведет себя приблизительно ровно на всех гистограммах, но исчезает на последней. Характерной особенностью планарных элементов в кварце является тот факт, что в кварцевых прожилках они развиваются более интенсивно и по большему количеству направлений (причем по направлениям, требующим большей силы ударной волны), чем в кварце из основной породы (который в том же шлифе несет гораздо более слабые признаки удара). Вероятно, по этой причине возрастает пик  $\{10\bar{1}2\}$  на интервалах 483,9—535,5 и 548,0—583,9 м, где для породы характерно наличие большого количества прожилков кварца. По способу Робертсона (Robertson, 1975a) было рассчитано среднее давление ударной волны в кварце. Из табл. VI-14 видно, что давление, действующее на кварц, постепенно уменьшается сверху вниз по скважине. Но градиент давления на 600 м небольшой — 35—40 кбар. Отсюда следует, что: 1) в кварце хорошо проявлены как трещины, так и планарные элементы по различным кристаллографическим направлениям; 2) сверху вниз падает количество зерен с планарными деформациями и растет процент недеформированных зерен; 3) сверху вниз меняются также процентные соотношения между планарными деформациями различных направлений —





Рис. VI-11. Планарные трещины в пироксене. При двух николях. Ув.  $300\times$  Скв. ГГК-2, глубина 448,5 м

увеличивается процент деформаций, характерных для меньших давлений, и уменьшается процент деформаций, характерных для больших давлений; 4) планарные деформации в основном декорированы; 5) давление ударной волны на протяжении  $\sim 600$  м падает примерно на 35—40 кбар.

Зерна пироксена и амфибола часто имеют неправильное блоковое и волнистое погасание, на всех интервалах для них типично растрескивание. Для обоих минералов характерно присутствие планарных трещин (рис. VI-11). Планарные элементы отсутствуют. Планарные трещины часто довольно широкие, грубые, иногда несколько отклоняются от данного кристаллографического направления. Измерялись зерна из трех интервалов: 72—100, 331—373, 590—614 м. В каждом интервале было сделано от 80 до 130 замеров направлений трещин. Критерии отличия планарных трещин ударного происхождения от трещин спайности найдены не были. Поэтому нужно учитывать, что в число измеряемых и подсчитываемых плоскостей входят плоскости спайности (110) и (010), искажая картину ударной трещиноватости в минералах.

Для пироксена разброс точек на стереографической проекции больший, чем для амфибола (рис. VI-12), так как трещины в авгите часто более грубые и неровные. Подавляющее число полюсов плоскостей планарных трещин тяготеет к зоне [010]. Большое количество трещин развивается параллельно (001), что согласует-

ся с результатами экспериментов и данными по лунным образцам и ядерным взрывам (см. гл. II, III). Из табл. VI-15 видно, что количество трещин по этому направлению с глубиной уменьшается, что, по-видимому, связано с уменьшением ударного давления с глубиной.

Важно отметить, что многие из плоскостей, параллельно которым развиваются трещины, являются наиболее вероятными для образования спайности, отдельно для образования спайности, отдельных двойников в обычных геологических условиях (Соболев, 1964). Так по плоскости (001) у пироксенов обычно развиваются отдельность и двойники (редко); по (101) — двойники (редко); по (100) — двойники, отдельность; по (110) и (010) — спайность. Та же картина наблюдается для амфибола. По плоскости (100) образуются двойники (редко); по (100) и (010) — спайность; по (101) — отдельность и двойники (редко).

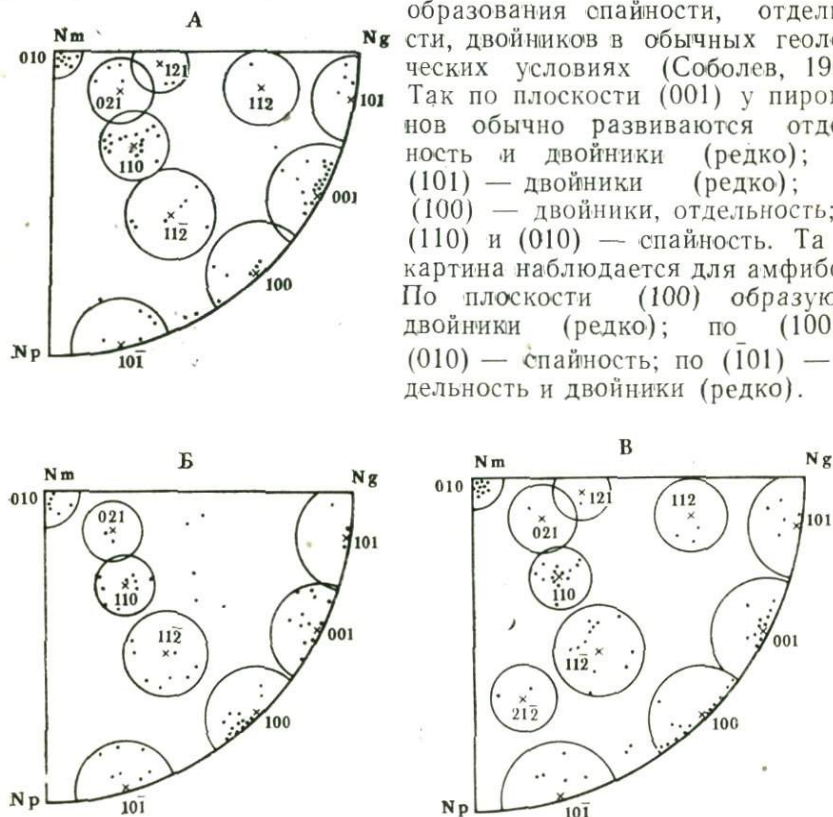


Рис. VI-12. Распределение полюсов планарных трещин в авгите.  
Глубины: А — 72—100 м; Б — 331—373 м; В — 590—614 м

Интересно меняется в амфиболах распределение трещин по различным направлениям с глубиной (табл. VI-16; рис. VI-13). Сверху вниз уменьшается процентное содержание или исчезают совсем трещины по (100), (101), (010), (231), (142), т. е. по плоскостям, не характерным для спайности в обычных условиях. В то же время процентное содержание трещин, параллельных (110), т. е. плоскости, по которой развивается наилучшая спайность, увеличивается. Очевидно, процентное содержание трещин

спайности по этой плоскости увеличивается за счет уменьшения абсолютного числа трещин ударного происхождения. Индифферентно ведут себя трещины по (001), (010). В общем, для амфибола, так же как для пироксена, можно заметить тяготение полюсов плоскостей трещин к зоне [010]. Особенно четко это наблюдается в верхнем интервале, где ударная нагрузка была максимальной.

Таким образом, относительно плоскостных деформаций в цветных минералах можно сделать следующие выводы: 1) из плоскостных деформаций проявлены только планарные трещины; 2) они ориентируются параллельно или почти параллельно плоскостям с простейшими индексами, по многим из которых в обычных геологических процессах в редких случаях развиваются различного рода деформации; 3) сверху вниз уменьшается процентное содержание многих трещин, параллельных плоскостям, редким при обычных условиях зато увеличивается процентное содержа-



Рис. VI-13. Распределение полюсов планарных трещин в амфиболе. Глубины: А — 72—100 м; Б — 331—373 м; В — глубина 590—614 м

ние трещин по направлениям, близким расположению трещин спайности в обычных условиях; особенно ярко это выражено для амфибола; 4) для обоих минералов отмечено тяготение полюсов плоскостей трещин к зоне [010], особенно на верхних интервалах; 5) по характеру распределения планарных трещин сверху вниз можно сделать вывод об уменьшении силы воздействия ударной волны в этом направлении.

Плагиоклаз с трещинами и планарными элементами, различимыми в микроскоп, сравнительно редок в породе из-за того, что



подавляющая его масса интенсивно изменена (сосюритизирована). Поэтому удалось сделать лишь от 50 до 55 замеров планарных деформаций в каждом из трех интервалов: 72—100, 490—530, 590—614 м. Состав плагиоклаза по данным, полученным на столике Федорова, колеблется от № 32 до № 40, упорядоченность максимальная.

Таблица VI-15

Распределение планарных трещин в авгите

Плоскость	Количество планарных трещин, %		
	интервал 72—100 м	интервал 345—373 м	интервал 590—614 м
110	21,74	12,66	19,32
001	21,74	20,25	13,64
100	11,96	18,99	17,05
010	10,87	8,86	12,50
11 $\bar{2}$	7,61	10,13	15,91
101	6,52	5,06	5,68
10 $\bar{1}$	6,52	10,13	4,55
021	5,43	2,53	1,14
121	2,17	—	1,14
112	1,09	—	2,27
н. п.*	4,35	11,39	4,55

Таблица VI-16

Распределение планарных трещин в амфиболе

Плоскость	Количество планарных трещин, %		
	интервал 72—100 м	интервал 331—340 м	интервал 590—614 м
100	34,07	22,09	22,31
110	13,19	31,39	39,92
001	15,38	27,91	19,23
102	15,38	9,30	15,38
010	4,40	1,16	3,08
101	2,2	1,15	—
1 $\bar{0}$ 1	6,59	2,33	1,54
231	4,40	1,16	—
142	1,10	1,16	0,77
н. п.*	3,30	3,49	0,77

\* Непроиндцированные плоскости.

\*Непроиндцированные плоскости.

Для несосюритизированного плагиоклаза характерны блоковые угасание, планарные трещины и планарные элементы. Планарные трещины обычно развиваются по всему зерну, расположены редко, ориентированы в основном по плоскостям (010) и (101), реже (001), (120), (210), (1 $\bar{2}$ 0). Трещины часто декорированы черным или бурым непрозрачным материалом, похожим на вещество, декорирующее трещины в кварце.

Планарные элементы в плагиоклазе никогда не развиваются по всему зерну, а занимают небольшие блоки, которые обычно гаснут иначе, чем остальное зерно. Обнаружены планарные элементы двух типов: 1) плоскостные нарушения, декорированные черным и темно-бурым материалом, причем тот же материал во множестве присутствует в зернах плагиоклаза в виде точечных включений; 2) недекорированные планарные элементы, которые выглядят как очень тонкие ( $n$  мкм) полоски вещества, бесцветного при одном никеле, при двух никелях имеющего такое же

двупреломление, как и вмещающий плагиоклаз, но гаснущего не-одновременно с ним. Показатель преломления вещества, слагающего недекорированные планарные элементы, чуть ниже показателя преломления вмещающего плагиоклаза. Декорированные и

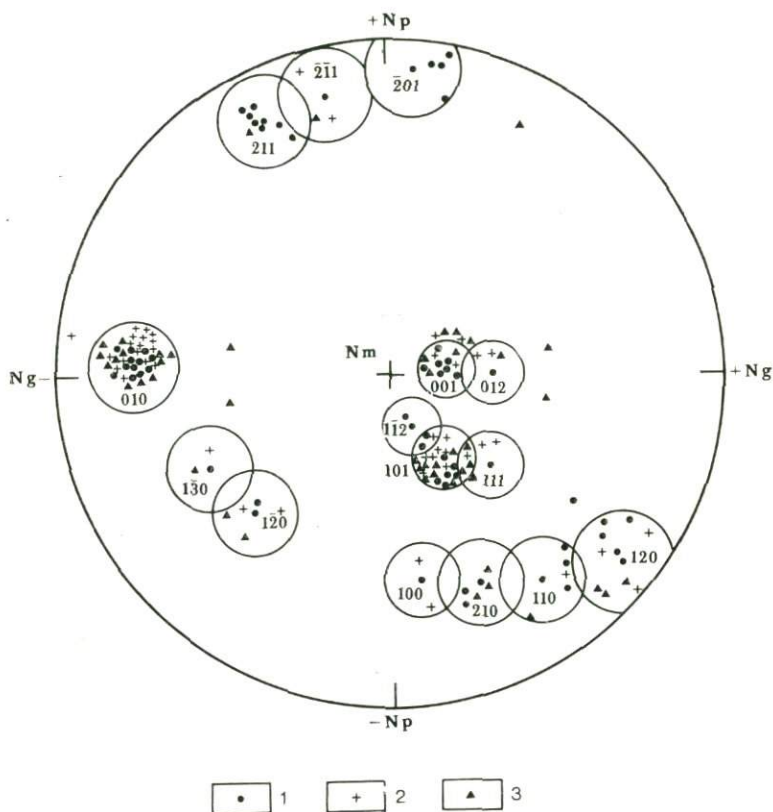


Рис. VI-14. Распределение полюсов планарных деформаций в плагио-  
клазе.  
Глубины: 1 — 72—100 м; 2 — 490—530 м; 3 — 590—614 м

недекорированные планарные элементы развиваются по одним и тем же кристаллографическим направлениям.

Максимальное количество деформаций приходится на три плоскости: (010), (101), (001), в сумме составляющие 51, 71 и 73% для трех интервалов соответственно (рис. VI-14; табл. VI-17). Эта тенденция к большей концентрации планарных деформаций по меньшему количеству направлений может служить признаком уменьшения давления с глубиной. Кроме того, из табл. VI-17 видно, что с глубиной исчезают некоторые плоскости, по которым развиваются трещины, не встречающиеся в плагиоклазе в обычных условиях и проявившиеся в верхних интервалах, где

Таблица VI-17

Распределение планарных деформаций в плагиоклазе

Плоскость	Количество планарных деформаций, %		
	интервал 72—100 м	интервал 490—530 м	интервал 590—614 м
010	27,45	35,85	30,19
101	15,69	26,42	30,19
$\bar{2}11$	13,73	3,77	1,89
001	11,76	9,43	13,21
120	7,84	5,66	5,66
$\bar{1}20$	1,96	3,77	3,77
210	3,92	—	5,66
012	—	1,89	3,77
$\bar{1}30$	—	1,89	1,89
$\bar{2}01$	7,84	—	—
$\bar{1}\bar{1}2$	1,96	—	—
100	—	3,77	—
111	—	3,77	—
110	5,88	1,89	—
н. п.*	5,88	1,89	—

\*Непринципиальные плоскости.

сила ударного воздействия была максимальной. Для остальных направлений не отмечается принципиальной разницы в распределении на разных уровнях. Таким образом, плагиоклаз оказался наименее информативным индикатором уровня ударного метаморфизма.

Подводя итоги по планарным деформациям в различных минералах Карского метеоритного кратера, можно отметить следующее. Из четырех изученных минералов наиболее тонко отреагировал на воздействие ударной волны кварц. В нем проявились как планарные трещины, так и планарные элементы. В плагиоклазе также имеют место оба этих типа деформаций, но проявлены они хуже, их меньше, планарные элементы развиваются редко, только в отдельных блоках зерен. В пироксене и амфиболе присутствуют только планарные трещины. По характеру распределения планарных деформаций в кварце, пироксене, амфиболе и плагиоклазе можно сделать вывод об уменьшении силы ударного воздействия сверху вниз.

## VI. 4. 3.

## ДИАПЛЕКТОВЫЕ СТЕКЛА

Диаплектовые стекла кварцевого и полевошпатового состава встречаются в породах Карского кратера очень часто. Они наблюдаются в тагамитах, аллогенных брекчиях и зювитах в виде мономинеральных обломков и как составляющая часть обломков пород. Диаплектовые стекла по кварцу и плагиоклазу сохраняют все морфологические особенности этих минералов, границы зерен и двойников. Часто изотропизация захватывает не все зерно, а только часть его, обычно краевую зону. Показатели преломления диаплектового кварцевого стекла  $1,462-1,464 \pm 0,02$ , маскелинита —  $1,532 \pm 0,02$ .



#### VI.4.4.

#### ВЫСОКОБАРНЫЕ ФАЗЫ

Из высокобарных фаз в Карском кратере обнаружен коэзит (Вишневецкий и др., 1977), приуроченный к лешательериту, к участкам интенсивной девитрификации стекла. Это почковидные, неправильные или линзовидные скопления вдоль трещин в стекле или на их продолжении. В скрещенных николях выделения коэзита почти изотропны. Погасание двупреломляющих агрегатов коэзита волнистое или секториальное. Агрегаты состоят из мелких неправильных зерен, кое-где имеют радиально-лучистую структуру; их размеры достигают в шлифах нескольких миллиметров (максимум —  $5,4 \times 0,7$  мм). В проходящем свете коэзит бесцветен или слегка желтоват. Показатели преломления коэзита по  $n_g$  и  $n_p$  близки и составляют  $1,592 \pm 0,002$ ; двупреломление порядка  $0,002$ — $0,003$ . Коэзит подтвержден методами дифрактометрии и инфракрасной спектрометрии. Содержание коэзита в трех изученных образцах 5,52; 3,90; 4,2 вес. %.

#### VI.4.5.

#### ПЛАВЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ И ПОРОД

В импактитах Карского кратера имеет широкое распространение плавление минералов и пород. Это явление было описано при рассмотрении разных групп импактитов. Остановимся здесь только на основных моментах.

Были обнаружены нормальные стекла плавления по одному минералу — кварцу. Стекло по кварцу — лешательерит, бесцветно, насыщено мелкими выделениями газа, показатель преломления  $1,458 \pm 0,02$ . Часто для лешательерита отмечается характерная в таких случаях раскристаллизация с мозаичной или чешуйчатой, реже микроперлитовой текстурой. Продукты раскристаллизации лешательерита представляют собой смесь кварца и кристобалита. На это указывают результаты дифрактометрии и инфракрасной спектроскопии. Лешательерит встречается в аллогенных брекчиях (щебенчатоглыбовых), зювитах, тагамитах. Максимальное количество лешательерита отмечается в тагамитах.

Разные стадии плавления обломков пород также отмечаются в аллогенных брекчиях и зювитах, а в тагамитах они встречаются наиболее часто. Нередко в одном образце можно встретить обломки от совершенно неоплавленных до полностью переплавленных. Оплавление обломков начинается с краев. При этом базисное стекло на контакте с обломком мутнеет и темнеет. Обломок теряет четкие границы, для краев обломка характерна раскристаллизация в хлорит-монтмориллонитовую с лейкоксеном массу, указывающую на то, что они были превращены в стекло, позднее

измененное. В обломках песчаников, алевролитов и аргиллитов в первую очередь плавится цемент, затем кварц, потом вся остальная масса. От полностью переплавленных обломков остаются «тени», представляющие собой более мутное, непрозрачное стекло по контурам бывшего обломка. Иногда при разложении стекла в чешуйчато-землистую с хлоритом и лейкоксом массу образуются участки с более крупночешуйчатой раскристаллизацией. Возможно, в данном случае происходит раскристаллизация по расплавленным обломкам. Очевидно, что «тени» и вторичная раскристаллизация по расплавленным обломкам имеют место только в том случае, когда расплавленная масса обломка и базисное стекло быстро застывают, не успев перемешаться с вмещающим материалом.

Таблица VI-18

№ п/п	Компонент	Мишень			Тагамит			Стекла из зювитов		
		$\bar{x}$	(s)	n	$\bar{x}$	(s)	n	$\bar{x}$	(s)	n
1	SiO <sub>2</sub> , %	53,40	(5,82)	17	58,77	(1,12)	17			
2	TiO <sub>2</sub> , %	0,75	(0,14)	17	0,88	(0,30)	17			
3	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	13,44	(1,96)	17	15,74	(0,65)	17			
4	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	3,19	(1,54)	17	3,28	(1,45)	17			
5	FeO, %	2,60	(1,09)	17	2,74	(2,20)	17			
6	MnO, %	0,15	(0,07)	17	0,08	(0,05)	17			
7	MgO, %	4,71	(1,59)	17	4,23	(0,60)	17			
8	CaO, %	6,13	(6,47)	17	3,43	(0,64)	17			
9	Na <sub>2</sub> O, %	3,13	(0,73)	17	3,00	(0,40)	17			
10	K <sub>2</sub> O, %	1,62	(0,87)	17	3,03	(0,75)	17			
11	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %	0,18	(0,04)	17	0,18	(0,04)	17			
12	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> , %	1,19	(0,52)	17	1,82	(0,80)	17			
13	п. п. п. %	9,85	(4,52)	17	3,86	(1,52)	17			
14	Li <sub>2</sub> O, г/т	78,64	(43,37)	17	65,89	(37,10)	17			
15	Rb <sub>2</sub> O, г/т	48,59	(28,76)	17	70,00	(26,46)	17			
16	Cr, г/т	280,67	(89,88)	15	268,00	(88,81)	12			
17	Ni, г/т	92,80	(36,61)	15	180,75	(78,69)	12			
18	V, г/т	130,07	(41,55)	15	117,25	(27,75)	12			
19	Co, г/т	14,93	(3,31)	15	20,50	(4,96)	12			
20	Cu, г/т	43,13	(28,43)	15	56,50	(10,61)	2			
21	La, г/т	13,58	(3,77)	12	14,50	(1,68)	11	13,71	(4,97)	7
22	Ce, г/т	54,08	(13,37)	12	80,10	(10,24)	10	76,29	(13,80)	7
23	Nd, г/т	82,92	(41,42)	12	93,80	(29,30)	11	98,29	(36,69)	7
24	Sm, г/т	4,00	(1,28)	12	5,55	(0,79)	11	6	(0,82)	7
25	Er, г/т	1,60	(0,38)	12	1,99	(0,07)	11	2,06	(0,34)	7
26	Tb, г/т	1,03	(0,35)	12	1,18	(0,61)	11	1,29	(0,47)	7
27	Yb, г/т	3,00	(0,60)	12	4,64	(1,42)	11	4,29	(1,09)	7
28	Lu, г/т	0,60	(0,30)	12	0,64	(0,13)	11	0,6	(0,16)	7
29	Th, г/т	5,33	(2,28)	12	6,00	(1,95)	11	6,86	(1,05)	7
30	U, г/т	5,25	(1,06)	12	5,73	(1,54)	11	8,14	(1,97)	7

Примечание. 1—4; 6—8; 10,11 — рентгеноспектральный анализ; 5, 12, 13 — химический анализ; 9, 12, 15 — метод пламенной фотометрии; 16—20 — количественный спектральный анализ; 21—23 — инструментальный активационный анализ.

## VI.5.

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИМПАКТИТОВ

Для характеристики геохимических особенностей импактно-го расплава было использовано 34 силикатных анализа пород мишени (пермских песчаников) и тагамитов (табл. VI-18). Кроме того, было проанализировано от 7 до 15 проб из пород мишени, тагамитов и стекол зювитов на широкий круг элементов-примесей.

Обращает на себя внимание падение величины стандартного отклонения для большинства анализируемых компонентов при переходе от пород мишени к тагамитам, что свидетельствует о чрезвычайно быстрой гомогенизации расплава при его образовании. Исключения (для 29 компонентов) немногочисленны. К ним относятся титан, закисное железо, вода, никель, кобальт, тербий, иттербий, уран (восемь компонентов). В некоторых случаях (фосфор, литий и др.) значимые отличия в стандартных отклонениях отсутствуют.

Повышение неоднородности распределения может быть вызвано различными причинами (см. гл. X). Для никеля, в частности, можно предполагать контаминацию метеоритным веществом (по аналогии с кратером Эльгыгытгын, см. гл. V). Тем более, что коэффициент парной корреляции для хрома и никеля меняется на обратный по знаку при переходе от пород мишени к тагамитам (оставшаяся статистически незначимым): для пород мишени  $n=15$ ,  $r_{CrNi} = -0,235$  ( $r_{0,95} = 0,51$ ), тогда как для тагамитов  $n=12$ ,  $r = +0,434$  ( $r_{0,95} = 0,58$ ).

Сравнение средних содержаний анализируемых компонентов в породах мишени и тагамитах показывает, что импактный расплав является неизохимичным относительно мишени (см. табл. X-1, X-2). Резкое уменьшение потерь при прокаливании (с 9,85% в мишени до 3,86% в тагамитах) связано с тем, что мишень сложена осадочными породами, главным образом пермскими песчаниками с глинистым и карбонатно-глинистым цементом.

## VI.6.

### НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ

Подводя итоги описанию пород Карской депрессии, необходимо отметить следующее.

Во всех разновидностях пород наблюдаются различные признаки ударного метаморфизма и плавления, которые однозначно заставляют отнести рассмотренные породы к импактным, а Карскую депрессию к метеоритным кратерам.

Как в зювитах, так и в аллогенных брекчиях можно выделить два типа образований, различающихся по геологическому поло-



жению, взаимоотношению обломков пород и минералов, размерности обломков, степени ударного метаморфизма в обломках и, как следствие всего вышеперечисленного, механизмом образования.

Для первой группы зювитов (например, витрокластические спекшиеся зювиты в обнажении на р. Каре) отмечается близвертикальное расположение шнуровидных, прожилковидных выделений стекла. Такие характерные по форме выделения стекла часто имеют реакционные контакты с другими составными частями породы, обтекают обломки пород, образуют вокруг них завихрения. Все это создает впечатление «интрузивного» характера залегания этих зювитов. Геологически для них характерно тяготение к краям кратера, часто в них присутствуют дайки тагамитов, они перекрываются зювитами второй группы (скв. 13А). Все эти признаки указывают на то, что зювиты первого типа формировались из центробежных потоков, двигавшихся по дну кратера.

Для второго типа зювитов (например, вскрытых скв. 13А, 23 и др.) отмечается залегание на зювитах первой группы (скв. 13А). Обломки стекла в таких зювитах имеют округлые изометричные формы, без реакционных контактов с вмещающим материалом. Такие характеристики указывают на падение обломков в породу уже в остывшем виде. Только для крупных бомб характерны слабое реакционное взаимодействие с вмещающим материалом, изогнутость форм, небольшие языки в рыхлый цемент. Очевидно, такие обломки не успевали остыть полностью до попадания в породу. Вероятно, второй тип зювитов образовывался в результате падения обломков обратно в кратер.

Для аллогенных брекчий также выделяются два типа, возможно, имеющие различные механизмы образования: мегабрекчия и щебенчатая брекчия. Они резко различаются по размерам обломков. Мегабрекчия залегает под щебенчатой брекчией, контакты между ними резкие и неровные. Для щебенчатой брекчии, так же как для зювитов второго типа, характерно наличие округлых, изометричных обломков стекла, без реакционных контактов с вмещающей массой; рыхлый цемент без признаков спекания. Повидимому, мегабрекчия является результатом центробежного выдвигания из кратера, а щебенчатые брекчии — продуктом транспортировки по баллистическим траекториям.

Как видно из вышесказанного, большую информацию о механизме образования различных типов импактитов можно получить из характера взаимоотношения обломков и бомб стекол с вмещающей массой, их формы. Кроме того, стекла несут большую информацию об условиях застывания пород. Так, применение метода дифрактометрии и инфракрасной спектроскопии позволило установить, что оптически изотропные (или почти изотропные) стекла имеют значительные колебания степени раскристаллизации, и это хорошо согласуется с условиями их залегания. Отмечается увеличение степени кристалличности при переходе от сте-

кол мелких прожилков в зювитах к стеклам маломощных даек тагамитов и бомб, далее — к стекловатой матрице тагамитов. Установлено, что раскристаллизация стекол начинается с образования плагиоклаза, к которому в дальнейшем присоединяется калишпат. Полная неупорядоченность плагиоклазов указывает на неравновесность процесса кристаллизации.

Несомненно, дальнейшее изучение стекол, их структуры, газожидких включений в них даст дополнительную информацию об условиях образования импактного расплава. Полученные данные указывают на необходимость, сравнивая стекла различных кратеров, строго придерживаться геологической основы, так как разные условия застывания четко отражаются на структуре стекол.

Особо нужно отметить важность изучения планарных элементов и трещин как индикаторов ударного давления. В зависимости от кристаллографических направлений, по которым развиваются данные деформации, можно говорить об относительных давлениях, которые претерпела порода в данной точке, и, как следствие этого, о направлениях распространения ударной волны и скорости ее затухания.

### МЕТЕОРИТНЫЙ КРАТЕР ЯНИСЬЯРВИ

Метеоритный кратер Янисьярви находится в Карельской АССР в 30 км к северу от Ладожского озера. В настоящее время кратер, занят одноименным озером, которое имеет 13—17 км в диаметре и несколько вытянуто в юго-восточном направлении. Импаكتиты (тагамиты и аллогенные брекчии) слагают центральные острова и оконечность мыса в западной части озера. Радиологический возраст тагамитов около 700 млн. лет (Масайтис и др. 1976, 1978).

#### VII. 1.

##### КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Хотя геология района хорошо изучена и описана во многих работах (Гилярова, 1974; Судовиков, 1954; и др.), никто из исследователей не уделял внимания весьма необычным для региона породам. При геологосъемочных работах они картировались как вулканические образования без соответствующего изучения. Первая работа, в которой была высказана новая точка зрения, принадлежит П. Эскола, который отметил, что «изверженные породы Янисьярви имеют состав глинистых осадков» (Escola, 1921) и особенности химического состава дацитов Янисьярви являются следствием «ассимиляции больших количеств вмещающих пород», «средний состав которых почти точно соответствует составу излившихся пород».

Используя данные Эскола и сходство пород Янисьярви с импактитами астроблем Лаппаярви (Финляндия), Мин и Деллен (Швеция), М. Р. Денс предположил, что Янисьярви также является астроблемой (Dence, 1971). Эта гипотеза была подтверждена работами В. Л. Масайтиса (Масайтис, 1973; Масайтис и др., 1976) и В. П. Белова (1976а, 1976б), показавшими, что структура Янисьярви имеет все характерные признаки сильно эродированного метеоритного кратера.



Детальное комплексное изучение, проводившееся авторами в 1976—1979 гг., позволило получить новую информацию по геолого-петрографическим и минералого-геохимическим особенностям импактитов Янисъярви (Фельдман и др., 1978; Basilevsky et al., 1978; Granovsky et al., 1978, 1979; Feldman et al., 1979).

## **VII. 2.**

### **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АСТРОБЛЕМЫ ЯНИСЬЯРВИ**

#### *VII. 2. 1.*

#### **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА**

Район оз. Янисъярви, по данным Л. Н. Потрубович и О. Н. Анищенковой, является частью Янисъярвинского синклинория и сложен породами ладожской серии, которая расчленяется на три пачки, отличающиеся по составу пород. Нижняя пачка, включает в себя две свиты: контиосари и наатселькя, характеризующиеся разной слоистостью с мощностью ритмов от первых сантиметров до 1,5—3 м. В составе ритмов принимают участие два компонента: преобладающий псаммитовый (аркозовый сланец, слюдястый кварцит, биотит-кварцевый сланец) и пелитовый (биотитовый сланец), количество которого увеличивается вверх по разрезу. Средняя пачка отвечает свите пялъярви. Здесь пелитовые породы резко преобладают. Широко развиты высокоглиноземистые минералы — андалузит, кордиерит, ставролит и гранат. Верхняя пачка включает в себя свиты леппялампи и илляля. Она представлена параамфиболитами и кварцитами. Мощность пород ладожской серии свыше 3000 м. Первичным материалом для образования этих пород послужили осадочные породы: песчаники, алевролиты и алевриты.

Радиологические определения возраста рубидий-стронциевым методом для метаморфических сланцев ладожской серии в рассматриваемом районе дали  $1885 \pm 30$  млн. лет (Лобач-Жученко и др., 1972). Сланцы прорваны кварцевыми жилами и дайками аплитов и пегматитов, радиологический возраст которых 1830 млн. лет (Лобач-Жученко и др., 1972).

Породы, слагающие окрестности Янисъярви, имеют преимущественно северо-западное простирание и крутые падения (60—90°). Общая картина линейной складчатости осложнена более мелкими складками. Степень регионального метаморфизма пород ладожской серии в описываемом районе определяется принадлежностью их к биотитовой, гранатовой и ставролит-андалузитовой зонам с температурами метаморфизма 400—600° и давлениями 1,4—3,0 кбар (Нагайцев, 1974).

## VII. 2. 2.

### МОРФОЛОГИЯ АСТРОБЛЕМЫ

Озеро Янисъярви слабо вытянуто в юго-восточном направлении и имеет размеры около  $13 \times 17$  км. Его глубина достигает 50 м. Судя по батиметрическим данным, приведенным П. Эскола (рис. VII-1), наибольшие глубины в озере образуют две впадины, вытянутые в юго-восточном направлении и расположенные

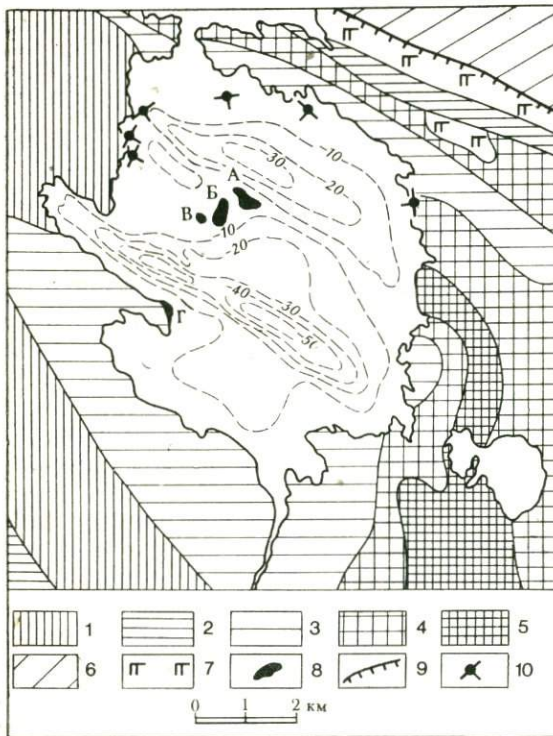


Рис. VII-1. Схема геологического строения района оз. Янисъярви (по Escola, 1921, с дополнениями и изменениями). 1 — свита пялкъярви; 2—5 — свита наатселькя (2 — нерасчлененная; 3 — верхняя; 4 — средняя; 5 — нижняя под-свиты); 6 — ранний-средний протерозой; 7 — габбро-диабазы; 8 — им-пактиты; 9 — разрывные нарушения; 10 — прости-рания радиальной и концентрической систем трещиноватости в кольцевой зоне. Пунктиром показаны глубины озера (м).

А — о. Исо-Селькяса-ри; Б — о. Пени-Селькяса-ри; В — о. Хопеаса-ри; Г — мыс Леппяниеми

с юго-запада и северо-запада от островов в центральной части озера. И общие очертания озера, и распределение глубин, и ориентировка большей части мысов и заливов по берегам несомненно являются результатом ледникового выпахивания. Несмотря на это, озеро заметно отличается от огромного большинства озер Карелии своей изометричностью, которая отражает первоначальную округлую форму астроблемы.

Никаких характерных элементов морфологии метеоритного кратера в настоящее время наблюдать не удастся из-за высокой степени эрозии. Для реконструкции формы и размеров структу-





Рис. VII-2. Кольцевая зона дробления пород в северной части кратера Янисъярви (о. Карьосари). Близвертикальные трещины ориентированы радиально (темные) и касательно (освещены солнцем) по отношению к кратеру

ры можно использовать лишь геофизические данные (см. ниже) и характер трещиноватости сланцев ладожской серии по берегам озера и на прибрежных небольших островах. Замеры трещиноватости позволили выделить две специфические системы трещин (см. рис. VII-1). Одна из них ориентирована примерно по радиусам кратера и имеет близкие к вертикальным углы падения, другая включает трещины по касательной к кратеру и падающие к его центру под углами  $30-60^\circ$ . Широкое развитие таких трещин приводит к появлению зон, где породы разбиты на блоки  $0,5-1,0$  м в поперечнике (рис. VII-2).

В целом первоначальный диаметр астроблемы может быть оценен в 14 км, а ее центр (как по ориентировке трещиноватости, так и по геофизическим данным) размещается примерно в  $1-2$  км к юго-востоку от о. Пиени-Селькясари. Эрозионный срез метеоритного кратера, вероятно, составляет не менее  $0,4-0,6$  км.

### VII. 2. 3.

#### ПОРОДЫ МИШЕНИ

Мишенью при образовании астроблемы явились породы, относящиеся к свитам наатселькя и пялкъярви (по Л. Н. Потрубович и О. Н. Анищенковой). Обе они сложены весьма однородны-



ми по химическому и минеральному составу биотитово-кварцевыми сланцами. Во всех случаях главными породообразующими минералами являются кварц (слагающий от 40 до 55% объема породы) и биотит (30—50%), иногда к ним присоединяются мусковит (3—12%), ставролит (3—8%), гранат (0,5—1,3%), плагиоклаз (очень редко 7—15%), иногда андалузит, кордиерит, серицит, хлорит. Акцессорные минералы представлены рудным, цирконом, апатитом, графитом, турмалином. Колебания количественных соотношений минералов определяют появление кварц-биотитовых, биотит-кварцевых, ставролит-биотит-кварцевых, гранат-биотит-кварцевых и т. п. сланцев. Крайне редко отмечаются прослойки слюдяных кварцитов (в которых количество кварца превышает 75%). Основу пород составляют, таким образом, кварц и биотит. Отчетливо выражена слоистость, обусловленная ритмичным чередованием слоев с разным количеством биотита. Текстуры пород обычно сланцеватые, преобладающие структуры лепидобластовая и лепидогранобластовая, при наличии порфиробластов ставролита и граната — порфиробластовая.

*Кварц* присутствует только в основной массе пород в виде бесцветных ксеноморфных зерен размером в сотые доли миллиметра, крайне редко до 0,1 мм. Минерал обладает обычными оптическими свойствами (см. табл. VII-2). *Биотит* — бурый минерал, образующий пластинки идиоморфной и ксеноморфной формы, размеры колеблются от  $1,0 \times 0,2$  мм (в основной массе) до  $4,0 \times 2,0$  мм (в порфиробластах). Для биотита типичен плеохроизм от очень светлого желтоватого (по  $N_p$ ) до буро-коричневого (по  $N_g$ ). Он содержит обильные включения, среди которых преобладает циркон, окруженный плеохроичными двориками. Показатели преломления ( $n_g = 1,596 \pm 0,002$ ;  $n_p = 1,557 \pm 0,002$ ) характерны для биотитов с низкой железистостью (см. табл. VII-6). *Ставролит* наблюдается в виде типичных порфиробластов ситовидного строения. Размеры его зерен достигают  $10 \times 20$  мм и более. Они сильно трещиноваты и окрашены в желтый цвет с отчетливым плеохроизмом от соломенно-желтого (по  $N_g$ ) до почти бесцветного (по  $N_p$ ). *Гранат* слагает идиоморфные порфиробласты, размеры которых в шлифах обычно не превышают 2 мм. Под микроскопом гранат бесцветен; макроскопически имеет светло-розовую до розово-красной окраску. *Плагиоклаз* очень редок и наблюдается в мелких ксеноморфных зернах (не более 0,1—0,2 мм). Состав его колеблется в пределах № 27—33 (по углу максимального симметричного погасания).

#### VII. 2. 4.

##### УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ИМПАКТИТОВ

Импактиты обнажаются на мысу Лепляниеме (в западной части озера) и слагают три острова (Хопеасари, Пиени-Селькяса-

ри, Исо-Селькясари) в центральной части озера (рис. VII-3). Импаكتиты представлены аллогенными брекчиями и тагамитами.

Коренные выходы тагамитов слагают северо-восточную оконечность мыса Леппяниemi и погружаются под воду. Видимая мощность импаكتитов от уреза воды достигает 3—5 м. Хорошо видна столбчатая отдельность, блоки которой имеют поперечное сечение 20—30 см и вертикальное ( $\pm 5^\circ$ ) падение. Порода содержит не-

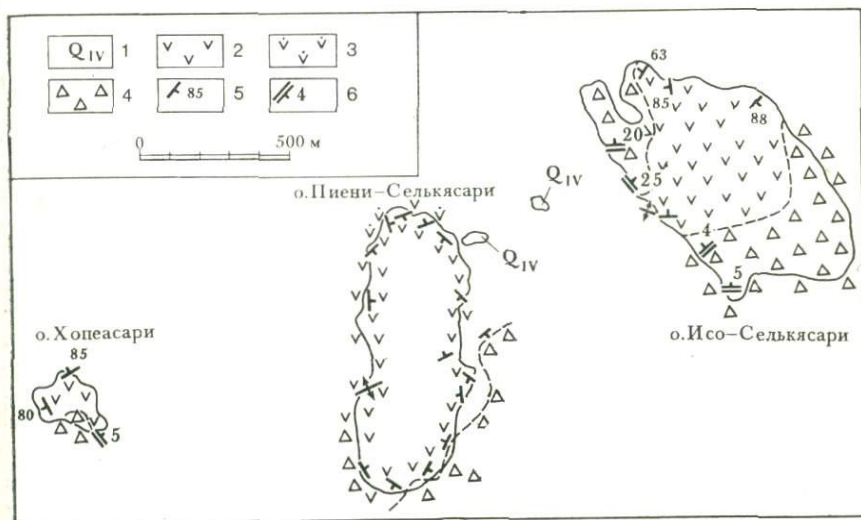


Рис. VII-3. Схема геологического строения центральной части оз. Янисъярви.

1 — моренные образования (валуны, галечники, пески); 2—4 — верхний протерозой (2 — тагамиты, 3 — брекчиевидные тагамиты, 4 — брекчии); 5 — флюиальность в тагамитах; 6 — пластовая отдельность в брекчиях

большое количество обломков вмещающих пород ( $n\%$ ) и 1—2% миндалин. Контакт тагамитов с вмещающими астроблему сланцами заболочен.

Береговая линия о. Хопеасари представляет собой практически сплошное коренное обнажение, благодаря чему четко устанавливается, что в южной части острова развиты аллогенные брекчии, а остальная его территория сложена тагамитами. На юго-восточной окраине острова на прибрежной отмели наблюдается налегание тагамитов на брекчии. Контакт неровный, но спокойный, почти горизонтальный (падение на северо-восток под углом около  $5^\circ$ ). На о. Пиени-Селькясари выходы импаكتитов изучены по берегу, а также на мелководье к востоку от острова. Брекчии занимают юго-западную и юго-восточную часть берега. Контакт между тагамитами и брекчиями наблюдался на южной оконечности

острова, где он наклонен под брекчии (азимут падения  $105-145^\circ < 45-64^\circ$ ). Это видно и по ориентировке текстур течения в тагамитах (параллельной контакту), и по столбчатой отдельности в них, которая наклонена под углом  $70-80^\circ$ . Тагамиты содержат большое количество обломков пород мишени, причем по мере приближения к контакту с аллогенными брекчиями их количество растет. В приконтактной зоне тагамиты настолько насыщены обломками, что теряют столбчатую отдельность, которая становится изометричной. Такие породы ниже называются брекчиевидными тагамитами. Судя по характеру контакта, можно сделать вывод, что тагамиты прорывают брекчии и залегают на них в виде пластового тела.

На о. Исо-Селькясари большая часть обнажений вдоль берега сложена аллогенными брекчиями. В коренных выходах на западном берегу, имеющих высоту до 3 м, хорошо видна грубая пластовая отдельность, погружающаяся на северо-восток под углами до  $20-25^\circ$  (в северо-западной части острова) и на северо-северо-запад под углами  $4-15^\circ$  (в юго-западной части). Тагамиты слагают северную и центральную часть острова, залегая, вероятно, в виде мощного (не менее  $15-20$  м) уплощенного тела.

При определении условий залегания тагамитов необходимо учитывать ориентировку текстур течения и обломков. Она характеризуется большими колебаниями в пределах отдельных выходов, но обладает двумя примечательными особенностями. Во-первых, множественные замеры ориентировки позволяют выявить преобладающие в каждом случае направления, при нанесении на карту (см. рис. VII-3) обнаруживающие закономерные изменения — они параллельны контактам тагамитов с аллогенными брекчиями (восточный берег о. Пиени-Селькясари, северный и западный берега о. Исо-Селькясари). Во-вторых, как правило, текстуры течения имеют крутые или близвертикальные падения, что позволяет говорить о прорывании тагамитами брекчий. Весьма вероятно также, что все четыре участка развития тагамитов являются самостоятельными телами, не связанными между собой на современном эрозионном уровне. Форма этих тел, насколько можно судить об этом по текстуре течения, столбчатой отдельности и гипсометрическому положению обнажений, уплощенная (пластообразная — ?) с крутыми или наклонными подводящими каналами, или апофизами. Мощность уплощенных тел не менее  $15-20$  м.

### **VII. 3.**

#### **ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ**

Астроблема Янисъярви отчетливо выражена в геофизических полях. В гравитационном поле она выделяется интенсивной отрицательной аномалией в редукции Буге. При размерах озера



13×17 км, вытянутого в северо-западном направлении, диаметр округлой гравитационной аномалии превышает 18—20 км. Амплитуда аномалии в 13 мГл вызвана дефектом плотности между вмещающими породами и аллогенной брекчией и тагамитами. Распределение плотности представлено в виде гистограмм на рис. VII-4. Средняя плотность вмещающих пород составляет 2,8 г/см<sup>3</sup>. Удлинение левого плеча гистограммы (в сторону меньших значений плотности) связано с тем, что часть образцов пород мишени была отобрана из зоны, непосредственно прилегающей к берегу озера и носящей следы дробления.

Тагамиты дают довольно узкий разброс значений плотности при среднем значении 2,55 г/см<sup>3</sup>. Дополнительный пик на гистограмме для тагамитов отвечает несколько меньшей плотности (2,52 г/см<sup>3</sup>) и возникает за счет брекчиевидных тагамитов, пересыщенных ксенолитами ударно-метаморфизованных вмещающих пород. Образцы аллогенной брекчии дают наиболее низкие значения плотности — от 2,4

до 2,6 г/см<sup>3</sup>. Такая низкая плотность зависит от нескольких факторов, из которых в первую очередь следует отметить чрезвычайно низкую плотность цемента, скрепляющего обломки вмещающих пород (два измерения плотности цемента брекчии дали значения плотности 2,2 и 2,25 г/см<sup>3</sup>). Во-вторых, наличие микротрещин в обломках пород мишени также снижает плотность. И в-третьих, при ударных нагрузках отмечается понижение плотности ударно-метаморфизованных минералов.

Таким образом, гравитационная аномалия вызвана дефектом плотности приблизительно в —0,3 г/см<sup>3</sup>. При постоянстве такой плотности на глубине тело, которое создало бы аномалию в 13 мГл, имело бы мощность несколько больше 1 км. Однако центр тяжести структуры находится на глубине порядка 2,5 км, из чего можно сделать вывод, что плотность пород (аллогенной брекчии, переходящей в аутигенную брекчию и затем в зону трещиноватости во вмещающих сланцах) с глубиной увеличивается.

Амплитуда гравитационной аномалии, а также количественные параметры, такие, как глубина до центра тяжести и «дефектная» масса, составляющая для Янисъярви 51,5·10<sup>9</sup> т, несмотря на большой возраст кратера (более 700 млн. лет) и сильную эродированность, укладываются в зависимость от размеров, установленную для метеоритных кратеров (Дабижа, Федынский, 1977).

В магнитном поле Янисъярви также отчетливо выделяется, во-первых, понижением напряженности поля в пределах структуры,

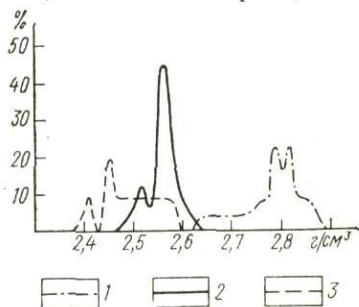


Рис. VII-4. Гистограмма распределения плотности горных пород астроблемы Янисъярви: 1 — сланцы мишени; 2 — тагамиты, 3 — брекчии

и, во-вторых, благодаря тому, что за пределами кратера аномалии имеют более высокочастотный спектр (мелкие аномалии большой интенсивности), чем в пределах кратера. В магнитном поле структура Янисъярви имеет значительно большие размеры (20—23 км), чем в гравитационном, что связано, по-видимому, с действием ударной волны, размагничивающей породы мишени на большом расстоянии от центра взрыва. По краям структуры располагается кольцо интенсивных положительных аномалий.

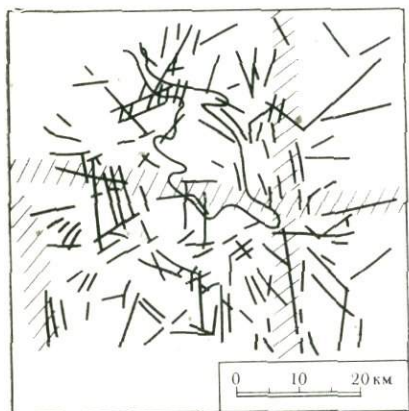


Рис. VII-5. Схема разрывных нарушений в районе оз. Янисъярви

Следует отметить, что если породы мишени отличаются более высокой плотностью (кроме трех образцов, взятых из зоны дробления), то тагамиты обладают более высокой магнитной восприимчивостью, чем брекчии и породы мишени. Причем у тагамитов возрастает на два порядка при приближении к центру астроблемы. Это же отмечено и для брекчии, что связано, по-видимому, с условиями образования кратера, намагничиванием тагамитов и перемагничиванием брекчии.

При сопоставлении гравитационного и магнитного полей можно отметить, что за пределами астроблемы гравитационные аномалии имеют хорошо выраженные меридиональное и широтное простирания, отражающие тектоническое строение региона, которое нарушается в пределах астроблемы интенсивной отрицательной аномалией силы тяжести. Магнитные аномалии за пределами кратера имеют в основном северное и северо-западное простирания, которые нарушаются в пределах кратера. В магнитном поле отчетливо выделяется кольцевая форма структуры. Локальные положительные магнитные аномалии как бы огибают структуру. Эти аномалии, иначе магнитные тела, являются виновными в изменениях тонких деталей гравитационного поля. При трансформациях гравитационного поля внутри кольца магнитных аномалий выделяется кольцо локальных аномалий силы тяжести.

По магнитному и гравитационному полю построена сетка разломов и трещиноватости, образующая радиально-кольцевую систему, далеко выходящую за пределы кратера (рис. VII-5). Аналогичная картина была получена Иннесом (Innes, 1964) для кратера Дип Бэй (Канада), где размеры зоны трещиноватости приблизительно вдвое превосходят размеры озера. Если для Дип Бэй эти размеры составляют соответственно 10 и 20 км, то для Янисъярви они равны в среднем 14 и 28 км. Радиально-кольце-



вая система разломов выделяется в пределах большинства известных метеоритных кратеров и астроблем, таких, как Поппигайский, Карский (СССР), Босумтви (Гана) и многих других.

## VII. 4.

### ПЕТРОГРАФИЯ ИМПАКТИТОВ

#### VII. 4. 1.

#### АЛЛОГЕННЫЕ БРЕКЧИИ

Аллогенные брекчии развиты только на островах, главным образом на о. Хопеасари и о. Исо-Селькясари. Брекчии представляют собой зеленовато-бурую до черной породу, состоящую из угловатых, иногда слабо округленных обломков пород мишени. Обломки не сортированы и представлены разнообразными сланцами ладожской серии; реже отмечаются обломки кварца или кварц-полевошпатовых пород (вероятно, являющихся, судя по характеру срастаний, фрагментами пегматитовых жил). Следует подчеркнуть отсутствие в обломках магматических и других пород более древнего, чем ладожская серия, возраста. Брекчии о. Хопеасари мономиктовые и сложены микросланцами (металевролитами) свиты наатселькя. На двух других островах брекчии полимиктовые.

Цемент брекчий также обломочный алевро-псаммитовый, составляет до 35% объема породы, причем эти количественные соотношения с обломками меняются незакономерно. Помимо мелких обломков пород в цементе содержатся фрагменты минералов вмещающих пород и небольшое (до 5—7%) количество раскристаллизованного стекла. Размеры обломков колеблются в пределах 1,0—20,0 см, реже достигают 1,5—2 м (табл. VII-1). На о. Исо-

Таблица VII-1

*Гранулометрическая характеристика обломочного материала в импактитах, %*

Размер обломков (мм) и тип брекчии	Аллогенная брекчия		Брекчиевидный тагамит		Массивный тагамит	
	307 обн.	406 обн.	402 обн.	310 обн.	X <sub>2</sub> обн.	308 обн.
10 000 — 1000 (мегабрекчия)	0,2	—	—	—	—	—
1000—200 (глыбовая брекчия)	2,8	1,25	0,27	—	—	—
200—10 (щебенчатая брекчия)	97,0	79,55	87,69	70,5	38,3	36,3
10—2 (дресвяная брекчия)	—	19,20	12,10	29,5	61,7	63,7



Селькясари глыба биотит-ставролит-кварцевых сланцев в брекчии достигает 7 м в поперечнике. Таким образом, брекчию можно отнести к дресвяно-щебенчатой (Масайтис и др., 1978). Более крупноразмерные обломки встречаются спорадически. Мегабрекчии отсутствуют.

В аллогенных брекчиях был изучен гранулометрический состав и относительное удлинение ( $d_{\min} : d_{\max}$ ) обломков (Basilevsky et al., 1978). Оказалось, что соотношения крупности обломков уклавываются на однократное дробление, так как зависимость числа обломков больше  $d$  (нормированного по площади  $1 \text{ м}^2$ ) от размеров обломков  $d$  во всех случаях описывается выражением  $N > d(d) = Ad^\gamma$ , где  $\gamma \sim -2$  и  $A \sim 700$  (если  $d$  измеряется в сантиметрах). Отсутствие каких-либо отличий в распределении обломков разной крупности на разных островах является доказательством высокой однородности перемешивания. Относительное удлинение обломков имеет четко выраженную моду для  $d_{\min} : d_{\max} = 0,6 \div 0,7$ .

Степень метаморфизма обломков, слагающих аллогенную брекчию, сильно колеблется, что хорошо проявляется в детально изученных свойствах диаплектовых минералов. Макроскопически отмечаются два характерных признака ударного метаморфизма пород: конусы разрушения и полиминеральные диаплектовые стекла.

Конусы разрушения особенно отчетливо выражены в метаалевролитах на о. Хопеасари, где они достигают 20—25 см высоты, а острые вершинные углы составляют 10—35°. Поверхность их покрыта типичными, дихотомически ветвящимися бороздами, нередко винтообразно изогнутыми.

Полиминеральные диаплектовые стекла представляют собой породы, сохранившие текстурные особенности, но сложенные превращенными в диаплектовые стекла минералами. Были встречены многочисленные обломки таких пород, которые легко отличаются от свежих исходных сланцев отсутствием у минералов характерного блеска на свежем изломе и плоскостях спайности, изменением цвета минералов (кварц становится серо-зеленым, биотит и ставролит черными, гранат светлеет и из розово-красного превращается в зеленовато-серый), тонкой и незакономерной трещиноватостью минералов. В целом порода приобретает тусклый, «убитый» облик.

#### VII. 4. 2.

##### ТАГАМИТЫ

Среди тагамитов выделено две разновидности, массивные тагамиты (собственно тагамиты) и брекчиевидные тагамиты. Брекчиевидные тагамиты являются переходной разновидностью импактитов между массивными тагамитами и аллогенными брекчиями и залегают на контактах этих пород.



Рис. VII-6. Обломки вмещающих пород в тагамитах Янсье-ярви. Видна ориентировка обломков вытянутой формы

Тагамиты очень плотные, макроскопически афанитовые, окрашены в темно-серый или темно-зеленый, почти черный цвет и имеют роговиковый, близкий к раковистому, излом. Характерной их особенностью являются включения обломков пород разного размера, слагающие от 3 до 10%. В брекчиевидных тагамитах эта цифра увеличивается до 15—20%.

Обломки обычно мелкие ( $n$  мм —  $n$  см), реже до 20—25 см, еще реже до 50—70 см. Форма обломков угловатая или уплощенная, нередко они образуют скопления в виде полос или цепочек (рис. VII-6), ориентировка которых маркирует прихотливые узоры текстур течения расплава.

Второй характерной особенностью тагамитов является миндалекаменная их текстура. Миндалины обычно имеют сферическую форму, иногда слабо уплощены ( $d_{\min}:d_{\max}=0,6-0,65$ , изредка больше). Макроскопически преобладают мелкие миндалины, имеющие 2—4 мм в поперечнике, реже эта величина достигает 10—15 мм и даже 25 мм. Количество миндалин (по подсчетам, на площадках от 2 до 34 м<sup>2</sup>) колеблется от 0,5 до 2,3% (при плотности 1—31 миндалины на 1 м<sup>2</sup>). Миндалины обычно выполнены хлоритом, иногда кварцем и хлоритом, реже халцедоном или кальцитом.

Под микроскопом тагамиты тонкозернистые (0,0 $n$  мм) и состоят главным образом из плагиоклаза и калишпата (60—70%) и кварца (10—15%). Кроме того, постоянно присутствует ромби-



ческий пироксен (10—15%), реже амфибол (0—10%), биотит (0—2%); отмечены кордиерит, акцессорные минералы (рудный, апатит) и продукты разложения стекла. Количественные соотношения минералов сильно колеблются от шлифа к шлифу.

Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы и по определениям на универсальном столике относится к олигоклазу № 28—32. Определение состава плагиоклаза производилось также дифрактометрическим методом по разности в положении отражений (204) и (113) (Каменцев, Блюмштейн, 1974). Этим методом был получен иной состав: № 8—13, что, вероятно, больше соответствует действительности, так как определения плагиоклаза на универсальном столике при мелких размерах имеют невысокую точность.

Кварц вместе с прозрачным калишлатом образует мезостазис породы, в котором отмечаются игольчатые выделения апатита и изометричные зерна рудного минерала.

Пироксен представлен энстатитом, реже бронзитом. Он образует коротко-призматические кристаллы с тупыми или округленными концами. Судя по углу оптических осей ( $2V = +84 \div -69^\circ$ ), содержание ферросилитового компонента колеблется в пределах 10—24%. Амфибол иногда обрастает ромбический пироксен; наблюдается также в призматических кристаллах с бледной окраской и слабым плеохроизмом в зеленоватых тонах. Имеет косое погасание ( $c N_g = 12-16^\circ$ ) и, по-видимому, принадлежит к обыкновенным роговым обманкам. Мелкие идиоморфные чешуйки биотита окрашены в коричневый цвет.

Кордиерит наблюдался в виде футляровидных кристаллов (гранных скелетных форм) разной степени совершенства. В поперечных сечениях они образуют кружевные сростки шестигранных «колец», а в продольных напоминают колосья (из-за расщепления кристаллов при быстром росте, рис. VII-7). При измерениях на универсальном столике установлены тройники по (110) и полисинтетические двойники по (130). Угол оптических осей ( $2V_{Nd} = 76-81^\circ$ ) позволяет предполагать содержание 16—18% железистого компонента. Присутствие кордиерита подтверждается также по наличию на дифрактограммах отражений с  $d/h = 4,51; 3,446$  и  $1,863$ , не перекрывающихся пиками ассоциирующих минералов.

Продукты разложения стекла в интерстициях между зернами минералов состоят из серицита, бледно-зеленого хлорита, очень редко эпидота и гидроокислов железа. Иногда в интерстициях удается наблюдать и свежее стекло — бесцветное, по краям иногда слабо двупреломляющее с показателем преломления ( $n = 1,534 \pm 0,001$ ), отвечающим 59% кремнезема.

Структура породы панидоморфная или гипидиоморфная микрoзернистая неравнозернистая. Более идиоморфными являются энстатит, иногда плагиоклаз. Кордиерит и энстатит также являются несколько более крупными в неравнозернистых



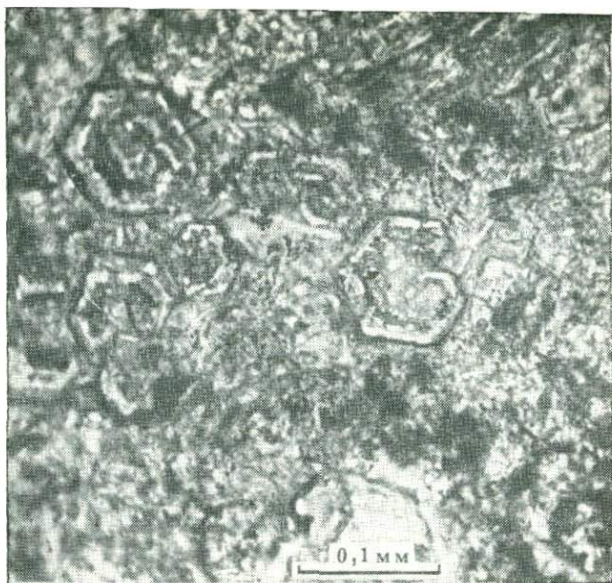


Рис. VII-7. Скелетные кристаллы кордиерита (светло-серые) в тагамите Янисъярви

разностях. Эти факты, а также нарастание пироксена на ксенокристаллы и обломки в виде каймы дают возможность сделать вывод о том, что кристаллизация началась с кордиерита и энстатита.

Обломки пород и минералов в тагамитах в шлифах представлены сланцами, кварц-полевошпатовыми фрагментами пегматитов, кварцем, имеющими разный уровень ударного метаморфизма. Особо следует отметить обломки полиминеральных диаплектовых стекол, раскристаллизованных стекол плавления и параморфоз кварца по лешательериту. Раскристаллизованные стекла плавления сложены микрозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом с характерными следами флюидальности, указывающими на движение вещества до его затвердевания.

Параморфозы кварца по лешательериту обладают специфической шариковой, или микроперлитовой, текстурой, которая формируется при переходе лешательерита сначала в высокий кристобалит, затем в низкий кристобалит и наконец в кварц. Полиморфный переход высокий — низкий кристобалит сопровождается усадкой на 7%, что и вызывает появление микроперлитовой отдельности (Carstens, 1975). Помимо характерной микротекстуры этот переход для Янисъярви подтверждается присутствием реликтов как высокого, так и низкого кристобалита. Кристобалит диагностирован в 6 образцах кварца на дифрактограммах (по

характерным, отсутствующим у кварца отражениям с  $d/n=4,05$  и  $2,841$ ) и в ИК-спектрах (по полосам поглощения  $1200$  и  $620 \text{ см}^{-1}$ ).

Присутствие параморфоз по лешательериту показывает, что температура расплава превышала  $1700^\circ$ . Кристаллизация расплава происходила при очень быстром падении температуры, поскольку он имел необычно высокую для излившихся пород температуру, а застывал практически в поверхностных условиях. На быстрое падение температуры указывают также футляровидные кристаллы кордиерита. Для этого минерала не выяснены температурные условия появления скелетных кристаллов такого типа. Но для плагиноклаза (Lofgren, 1972) и для оливина (Челищев, 1970) необходимо переохлаждение расплава на  $100\text{—}150^\circ$  ниже ликвидуса, чтобы кристаллы росли футляровидными из-за очень высокой скорости кристаллизации.

На диаграмме  $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$  (Эллерс, 1975) точка, отвечающая среднему составу тагамитов Янисъярви, ложится в поле кристобалита на изотерму  $1570^\circ$ . В то же время кристаллизация начинается с кордиерита и энстатита (см. выше), т. е. с температуры около  $1400^\circ$ . Таким образом, использование физико-химической диаграммы также подтверждает резкое падение температуры и выявляет отклонение от нормальной для данного состава последовательности выделения минералов. В то же время почти полное превращение расплава в кристаллический агрегат указывает на замедление остывания расплава, что скорее всего связано с перекрытием расплава толщей обломочных импактитов (ныне эродированной).

## **VII. 5.**

### **ДИАПЛЕКТОВЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В МИНЕРАЛАХ АСТРОБЛЕМЫ ЯНИСЬЯРВИ**

Диаплектовые преобразования в минералах изучались на образцах сланцев ладожской серии, взятых из аллогенных брекчий. Для сравнения использовались минералы из пород, не испытавших ударного метаморфизма, которые отбирались за пределами кратера. Ниже рассматривается сравнительная характеристика диаплектовых изменений в ставролите, биотите, гранате и кварце в серии образцов 107-1, 106-1, 28-1, 209-1. Образец 107-1 представляет породы мишени. Это мусковит ( $10\text{—}12\%$ ) — биотит ( $30\%$ ) — кварцевый ( $50\%$ ) сланец со ставролитом ( $5\text{—}7\%$ ) и гранатом ( $0,5\text{—}2\%$ ); аксессуарные минералы — турмалин, апатит, радиоактивный циркон, графит, рудный минерал — вместе не превышают  $1\text{—}1,5\%$ .

Остальные образцы отражают изменения в подобных сланцах при нарастании ударного метаморфизма. Для образца 106-1 это выражается в механических деформациях листочков слюды,



уменьшении интенсивности ее окраски, плеохроизма и двупреломления. Ставролит имеет сочную окраску, его зерна более трещиноваты. Грубая трещиноватость наблюдается и в гранате. В образце 28-1 полностью нарушена сланцеватость. Листочки биотита как в порфиробластах, так и в основной массе имеют разную ориентировку. При этом мельчайшие (сотые доли миллиметра) выделения биотита в основной массе изогнуты и деформированы, при скрещенных николях они выглядят изотропными. По биотиту развивается рудный минерал. Кварц имеет пониженное двупреломление. Порфиробласты граната разбиты грубыми трещинами. Зерна ставролита грязно-желтоватые, из-за сильной трещиноватости почти непрозрачные. Плеохроизм выражен еле заметно; в скрещенных николях ставролит почти полностью изотропен. Сланец в образце 209-1 характеризует наибольшую (среди изученных образцов) степень ударного метаморфизма. Здесь биотит, как правило, полностью преобразован в рудный минерал с сохранением вытянутой формы листочков длиной  $0, n—0, 0n$  мм. Отдельные листочки, не замещенные магнетитом, имеют бурый цвет, не плеохроируют, изотропны в скрещенных николях. Гранаты сильно трещиноваты и, как следствие, слабо прозрачны. Ставролит полупрозрачен, имеет бурую окраску и слабо анизотропен.

### VII.5.1.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Показатели преломления кварца и биотита были измерены в иммерсионных жидкостях методом кольцевого экранирования (Сахарова, Черкасов, 1970). Показатели преломления гранатов были вычислены по номограммам зависимости показателей преломления от отражательной способности (Ракчеев, 1966).

Рентгеновское излучение минералов проводилось на дифрактометре УРС-50ИМ с Fe,  $K_{\alpha}$ -излучением и Mo-фильтром. Из-за большой трудоемкости отбора монофракций съемка производилась с веществом, нанесенным на покровное стекло, которое крепилось к кювете, обычно используемой при дифрактометрических съемках. Количество вещества и толщина нанесенного слоя не фиксировались, поэтому дать точную оценку изменения интенсивности отражений для разных образцов невозможно. Вещество отбиралось под бинокляром из фракции с размером зерен от 0,1 до 0,16 мм, предварительно обогащенной в тяжелых жидкостях и электромагнитами. Полученные результаты сравнивались с данными картотеки ASTM.

Все ИК-спектры были получены в лаборатории кафедры кристаллографии геологического факультета МГУ с помощью двухлучевого ИК-спектрофотометра UR-20 с использованием призм  $KBr$  ( $400—700\text{ см}^{-1}$ ) и  $NaCl$  ( $700—1900\text{ см}^{-1}$ ). Основные параметры съемки следующие: скорость регистрации  $150\text{ см}^{-1}/\text{мин}$ ,



масштаб регистрации 4 мм/100 см<sup>-1</sup>, время записи полного отклонения 32 с, шелевая программа 4, постоянная времени 2.

Спектры поглощения биотитов, гранатов и ставролитов изучались в лаборатории физических методов исследования кафедры петрографии геологического факультета МГУ на установке, сконструированной А. Д. Ракчевым (Ракчев, 1960). Спектры снимались в диапазоне длин волн 460—860 нм, отсчеты брались через 20 нм. По полученным результатам строились спектры поглощения минералов в координатах: длина волны  $\lambda$  (нм) — поглощение минерала по данному направлению (%).

### VII. 5. 2.

#### ДИАПЛЕКТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В КВАРЦЕ

При сравнении показателей преломления и двупреломления кварцев (табл. VII-2) ясно выражена тенденция к уменьшению показателя  $n_e$  от 1,552—1,556 для образцов 107-1 и 106-1 до 1,546—1,547 для образцов 209-1 и 28-1, подвергшихся наиболее интенсивному удару. Показатель  $n_o$  при этом колеблется от 1,542 до 1,547 без преобладающей тенденции к направленному изменению. Характерно также постепенное уменьшение двупреломления от 0,009 до 0,002. Это явление отмечалось ранее в литературе. Было установлено, что исчезновение двупреломления происходит при давлениях от 325 до 350 кбар (Stöffler, 1974). В нашем случае двупреломление понизилось до 0,002, что говорит, вероятно, о нагрузках порядка 300 кбар.

Таблица VII-2

Показатели преломления двупреломления кварца

Номер образца	$n_e$	$n_o$	$n_e - n_o$
107-1	1,552±0,002	1,544±0,002	0,008
106-1	1,556±0,002	1,547±0,002	0,009
28-1	1,546±0,002	1,542±0,002	0,004
209-1	1,547±0,002	1,545±0,002	0,002

Расшифровка дифрактограмм (табл. VII-3) показывает, что если для образца 107-1 отражения хорошо соответствуют стандартному  $\alpha$ -кварцу, то в образцах 106-1 и 28-1 такое соответствие отмечается только на ближних углах; на дальних ( $\theta > 29^\circ$ ) наблюдается уменьшение межплоскостных расстояний. Особенно четко влияние ударной нагрузки проявляется в образце 209-1, дифрактограмма которого содержит всего четыре отражения: (100) ( $d_\alpha = 4,24 \text{ \AA}$ ), (101) ( $d_\alpha = 3,35 \text{ \AA}$ ), (110) ( $d_\alpha = 2,46 \text{ \AA}$ ) и (112) ( $d_\alpha = 1,818 \text{ \AA}$ ), обычно наиболее интенсивных.

Таблица VII-3

Межплоскостные расстояния, интенсивности  
и индексы отражений для кварца

Индексы отражений	$\alpha$ -кварц	Номер образца			
		107-1	106-1	28-1	209-1
$hkl$	$d_{\alpha}/l$	$d_{\alpha}/l$	$d_{\alpha}/l$	$d_{\alpha}/l$	$d_{\alpha}/l$
100	4,26/35	4,24/18	4,24/21	4,23/22	4,24/33
101	3,34/100	3,35/100	3,35/100	3,33/100	3,35/100
110	2,46/12	2,45/7	2,45/6	2,45/9	2,46/16
102	2,28/12	2,28/4	2,28/5	2,28/5	—
111	2,24/6	2,23/6	2,29/3	2,24/3	—
200	2,13/9	2,12/4	2,12/5	2,12/5	—
201	1,980/6	1,985/4	1,974/4	1,970/4	—
112	1,817/17	1,815/7	1,815/9	1,813/9	1,818/16
202	1,672/7	1,670/2	1,669/3	1,667/4	—
211	1,541/15	1,540/4	1,535/5	1,538/11	—
113	1,453/3	—	1,453/2	1,450/3	—
212	1,382/7	1,383/3	1,381/5	1,378/6	—
203	1,375/11	1,374/4	1,372/5	1,370/5	—
302	1,256/4	1,254/2	1,255/2	—	—
221	1,197/5	1,199/2	—	—	—
310	1,180/4	1,180/2	1,180/2	—	—

По мере усиления ударного давления на минерал происходит «дробление» структуры на блоки — мозаичирование, проявляющееся в уменьшении интенсивностей отражений и расширении пиков (Stöffler, 1972), что отчетливо наблюдается на полученных дифрактограммах.

Из анализа ИК-спектров видно (табл. VII-4; рис. VII-8), что по мере увеличения ударного давления на породу в спектре поглощения происходит постепенное вырождение слабых полос (522, 590, 640, 700, 800, 1167  $\text{см}^{-1}$ ) и уменьшение интенсивности сильных полос поглощения (1095, 785, 467  $\text{см}^{-1}$ ). Это вырождение особенно хорошо заметно в средней части (520—700  $\text{см}^{-1}$ ) спектра образца 209-1, что, по-видимому, характеризует уменьшение дальнего порядка в структуре.

При выделении монофракций минералов было отмечено, что по мере увеличения степени импактного изменения породы ухудшается чистота мономинеральных фракций. Поэтому было проведено специальное изучение кварца с этой точки зрения. В серии образцов кварц разделялся центрифугированием в водном растворе  $\text{CdBaJ}_4$  на пять фракций с плотностями: более 2,6; 2,6—2,5; 2,5—2,4; 2,4—2,3 и менее 2,3  $\text{г/см}^3$ . Оказалось, что по мере увеличения ударных нагрузок растет количество зерен кварца с пониженной плотностью (табл. VII-5). Таким образом, каждая порода содержит зерна минералов с разной степенью импактного

преобразования, и при изучении минералов интегральными методами (когда используется смесь зерен) — рентген, ИК-спектроскопия — мы получаем некий усредненный эффект, снижающий оценку максимального давления.

Сравнение параметров решетки кварца для монофракций с различной плотностью не обнаружило существенных отклонений от стандартных величин, и поэтому понижение плотности кварца

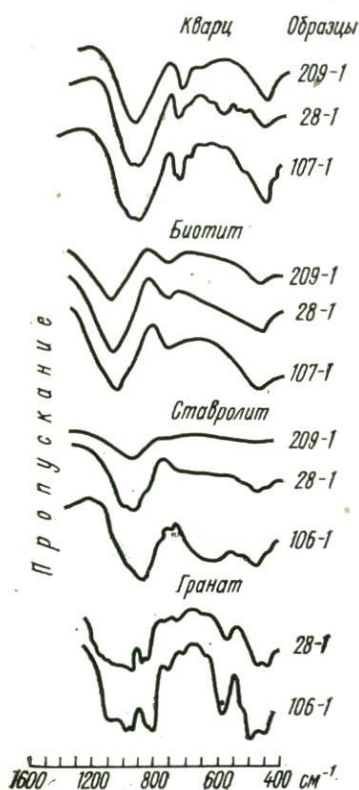


Таблица VII-4  
Полосы поглощения  
в ИК-спектрах кварца ( $\text{см}^{-1}$ )

По данным		Номер образца			
А. И. Бодярева (1976)	И. И. Плюсниной (1977)	107-1	106-1	28-1	209-1
405		402	400	402	402
470	468	467	467	465	465
515	523	527	524	521	522
590		590	592	589	589
615					612
650		642	640	636	640
700	695	700	698	693	697
790	784	785	785	785	782
810	804	800	801	800	801
1100	1095	1095	1095	1100	1095
1180	1168	1167	1167	1162	1167

Рис. VII-8. ИК-спектры диаплектовых минералов астроблемы Янисъярви. Образцы 106-1 и 107-1 из пород мишенни; образцы 209-1 и 28-1 из пород соответственно с максимальной и промежуточной степенью ударного метаморфизма

следует связывать с увеличением дефектности его структуры, дроблением зерен, трещиноватостью.

В то же время средняя плотность кварца в образце 209-1 (около  $2,55 \text{ г/см}^3$  при колебаниях в интервале  $2,21\text{—}2,69 \text{ г/см}^3$ ) хорошо отличается от средних плотностей кварца магматического, метаморфического и гидротермального происхождения, которая составляет  $2,64\text{—}2,65 \text{ г/см}^3$  при колебаниях в интервале  $2,62\text{—}2,67 \text{ г/см}^3$  (Кац, 1977). Это позволяет использовать резкое понижение плотности (и колебания ее величины в широких пределах) для диагностики ударно-метаморфизованного кварца.



Таблица VII-5

Плотность кварца в зависимости от величины ударной нагрузки (в % к общему весу пробы)

Номер образца	Плотность, г/см <sup>3</sup>				
	>2,6	2,6—2,5	2,5—2,4	2,4—2,3	<2,3
	давление, кбар				
	0—190	190—240	240—270	270—300	>300
106-1	90	7		около 3	
13-6	75	20	3	1	1
28-1	65	30	4	около 1	
13-7	45	50	3	1	1
209-1	12	68	2	15	3
209-2	73	8	2	10	7

Примечание. Образец 106-1 — очень слабо импактированный сланец; образец 28-1 — слабо импактированный сланец; образцы 13-6 и 13-7 — слабо импактированный кварц из пегматита; образцы 209-1 и 209-2 — сильно импактированный сланец.

Весьма характерной особенностью диаплектового кварца в породах Янисьярви является развитие планарных элементов. Они наблюдаются как в мономинеральных кварцевых обломках и небольших глыбах в тагамитах и аллогенных брекчиях, так и в зернах кварца в сланцах. Планарные элементы представлены как недекорированными, так и декорированными разновидностями. В первом случае это тонкие ( $n$  мкм) прозрачные или замутненные ламеллы, наблюдающиеся в виде систем сближенных полосок (до 5 систем в одном зерне), не пересекающих границы зерен. Во втором случае вдоль планарных элементов развиваются очень мелкие (1—2 мкм) зерна с очень высоким показателем преломления, вероятно, относящиеся к стишовиту. Среди направлений планарных элементов в изученных на столике Федорова образцах (710 измерений) резко преобладает  $\omega$ -система  $\{10\bar{1}3\}$  — 35%; около 5% принадлежит системе  $\{2241\}$ , до 3% дает  $\pi$ -система  $\{10\bar{1}2\}$ . Отмечаются и другие направления, благодаря чему гистограмма изобилует характерными максимумами и минимумами.

### VII. 5. 3.

#### ДИАПЛЕКТОВЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В БИОТИТЕ

Так же как и для кварца, показатели преломления биотита меняются неравномерно:  $n_g$  сильно,  $n_p$  мало (см. табл. VII-6), что приводит к быстрому падению двойного лучепреломления. Отсутствие части отражений в дифрактограммах биотитов образцов 106-1 и 28-1 и столь разительная разница в интенсивностях

Таблица VII-6

Показатели преломления и двулучепреломления биотита

Номер образца	$n_g$	$n_p$	$n_g - n_p$
107-1	1,597±0,002	1,557±0,002	0,040
106-1	1,593±0,002	1,552±0,002	0,041
28-1	1,565±0,002	1,548±0,002	0,017
209-1	1,558±0,002	1,553±0,002	0,005

отражений по сравнению со стандартными данными (табл. VII-7), вероятно, связаны с текстурированностью препарата.

Дифрактограммы образцов 106-1 и 107-1 близки друг другу. Исключением является только значительное расхождение величины первого интенсивного отражения, которая в образце 107-1 составляет 10,02 Å, а в образце 106-1 равна 10,49 Å. Результаты,

Таблица VII-7

Межплоскостные расстояния, интенсивности отражений биотитов

Стандарт	Номер образца			
	107-1	106-1	28-1	209-1
$hkl$	$d_{\alpha}/I$	$d_{\alpha}/I$	$d_{\alpha}/I$	$d_{\alpha}/I$
10,1/100	10,0/76	10,5/34	9,9/100	9,8/100
3,36/100	3,35/100	3,35/100	3,31/66	3,31/66
3,15/20	3,13/2	3,18/3	—	—
2,91/20	2,92/2	—	2,90/13	—
2,65/80	2,62/3	2,62/1	—	—
2,51/40	2,51/15	2,51/19	2,56/9	—
2,45/80	2,43/2	—	—	—
2,28/20	2,25/2	—	—	—
2,18/80	—	—	2,17/13	—
2,00/80	2,01/15	2,04/17	1,98/12	—
1,67/80	1,674/4	1,676/3	1,662/9	—
1,54/80	1,539/2	1,539/1	1,532/10	—
1,43/20	1,434/4	1,437/4	—	—
1,36/60	1,363/2	—	—	—

полученные для образца 28-1, значительно расходятся с рассмотренными выше. Особенно большие отклонения характерны для отражений на больших углах ( $\theta > 29^\circ$ ;  $d_{\alpha} < 2,00$  Å). Биотит из образца 209-1 рентгеноаморфен, так как на его дифрактограмме присутствуют только два наиболее интенсивных пика с  $d_{\alpha}$ , равным 9,80 и 3,31, что скорее всего связано с тепловым разрушением биотита, при котором он окисляется (при давлениях 450—



500 кбар), переходя в оксибиотит, постепенно теряя плеохроизм и способность к двойному лучепреломлению, пока в конце концов не становится непрозрачным. Конечными продуктами разрушения являются магнетит, герцинит, пироксен, калиевый полевой шпат и аморфный силикат (Stöffler, 1972). Однако в наших дифрактограммах отражения перечисленных минералов отсутствуют.

Для биотита, так же как и для кварца, характерно относительное изменение интенсивности пиков, отвечающих отражениям от аналогичных плоскостей, что, очевидно, также связано с мозаицированием, т. е. дроблением кристаллов на блоки, которому биотит поддается легче других минералов (Stöffler, 1972; Бадюков, 1976).

Вследствие сложного химического состава слюд ИК-спектры биотитов, приведенные разными авторами, несколько отличаются друг от друга. Этим, очевидно, можно объяснить меньшее соответствие наших данных литературным по биотиту (Болдырев, 1976; Farmer, 1974), чем по кварцу (табл. VII-8; рис. VII-8). Анализируя полученные кривые, надо указать на то, что полоса поглощения  $415\text{ см}^{-1}$  присутствует только в образцах 28-1 и 209-1, полоса поглощения  $585\text{ см}^{-1}$  отсутствует в образце 107-1, т. е. они отмечены только в импактированных образцах. Напротив, полосы поглощения около  $680$ ,  $696$ ,  $989-990$ ,  $1400$  и  $1460\text{ см}^{-1}$  отсутствуют в двух наиболее сильно импактированных образцах (28-1 и 209-1). Учитывая, что полосы поглощения в районе  $460$  и  $1010\text{ см}^{-1}$  приписываются валентным колебаниям связи Si—O, полоса  $660\text{ см}^{-1}$  — колебанию группы Si—Si, а область  $600-850\text{ см}^{-1}$  — колебаниям группы Si—O—(Al, Fe)<sup>VI</sup>, в которой кислород связывает атом кремния, находящийся в тетраэдрической позиции, и атомы алюминия и железа в октаэдрической (Болдырев, 1976), можно сделать вывод, что указанные различия в полученных спектрах говорят об изменениях в структуре при ударном воздействии на породы.

Кроме вырождения нескольких колебаний преимущественно в средней части спектра ( $600-800\text{ см}^{-1}$ ) наблюдается небольшое уменьшение главных абсорбционных полос в районе  $1000$  и  $450\text{ см}^{-1}$  с увеличением ударного давления. Этот эффект отмечался Д. Штоффлером как результат усиления колебаний связи Si—O вследствие разрыва связи между тетраэдрическим и октаэдрическим слоем в структуре биотита (полоса около  $1000\text{ см}^{-1}$ ). Это явление зависит также от термического разложения биотита при давлениях порядка 450 кбар, при котором происходит разрыв связей Mg—O и Fe—O, влияющих совместно со связями Si—O—Si на положение полосы  $450\text{ см}^{-1}$  (Stöffler, 1974).

Следует отметить также смещение полосы  $1010\text{ см}^{-1}$  до  $1022\text{ см}^{-1}$  (в биотите образца 28-1) и даже до  $1040\text{ см}^{-1}$  (в биотите образца 209-1). В литературе имеется указание на подобное смещение этой полосы в эксперименте по нагреванию биотита



Таблица VII-8

Полосы поглощения  
в ИК-спектрах биотитов ( $\text{см}^{-1}$ )

По данным			Номер образца			
Farter (1974)			107-1	106-1	28-1	209-1
ОН-биотит	Ф-биотит	А. И. Бодды-рева (1976)				
419					415	415
464	467	460	470	470	473	468
595				585	578	585
657	659	660	672	668	670	667
		675	682	680		
692	689		696	697		
761	771		787	785	780	782
994	992		980	990		
	1019	1010	1010	1010	1022	1040
1053		1400	1398	1400		
		1450	1458	1460		
		1650	1650	1650	1650	1650

Таблица VII-9

Полосы поглощения в оптических  
спектрах биотитов, нм

Параллельно $N_g$				Параллельно $N_p$		
Номер образца						
107-1	106-1	28-1	209-1	107-1	106-1	28-1
500	500	500	500	480		
				520	520	520
540	540	540	540	665		
	560	560	560			
580			600		600	580
		620	620	620		
620	640		640			640
		680	680		660	
680	708		720	700		710
		720	720	740	740	
740	760		760			760
		780	800	780	780	
780	800		800			

(Плюснина, 1967). Смещение становилось заметным при  $760^\circ\text{C}$  и достигало  $1050\text{ см}^{-1}$ , что объясняется влиянием изменения валентности железа ( $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ ) при окислении на колебательный спектр. При этом в спектре появлялась дополнительная полоса  $880\text{ см}^{-1}$  (обр. 209-1), вызванная колебаниями связей  $\text{Si}-\text{O}-\text{Al}^{\text{VI}}$ , так как  $\text{Al}^{\text{VI}}$  занимает дефекты, образованные при окислении  $\text{Fe}^{2+}$ . Поскольку температура, возникающая в результате удара, значительно превышает  $760^\circ\text{C}$ , следует считать, что наблюдаемые в спектрах диаплектовых биотитов Янисъярви смещения полос поглощения связаны с окислением, предшествующим термическому разложению.

Постоянное положение полосы  $470\text{ см}^{-1}$  говорит о том, что исследуемые биотиты сохраняют одинаковый состав по соотношению  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  (Плюснина, 1967), т. е. рассматриваемые диаплектовые изменения имеют изохимический характер.

При анализе оптического поглощения биотитов в видимой части спектра (табл. VII-9; рис. VII-9) прежде всего отмечается резкое увеличение поглощения для минералов, претерпевших воздействие удара: поглощение в образцах 28-1 и 209-1 по оси  $N_p$  достигает 70—90%, кроме того, происходит значительное уменьшение плеохроизма для биотита образца 28-1 (выраженное в сближении спектров поглощения, снятых при разной ориентировке минерала) и полное его исчезновение у образца 209-1, который

характеризуется только одним спектром (вместо двух — для  $N_g$  и  $N_p$ ).

Важной особенностью спектров диаплектовых минералов является уменьшение интенсивности полос поглощения, а затем и постепенное их вырождение. Это особенно хорошо выражено в образцах 28-1 и 209-1, спектры которых имеют очень пологий, сглаженный характер. И наконец, необходимо отметить смещение полос поглощения в более длинноволновую область по мере увеличения ударного давления на минерал.

Все указанные выше особенности можно объяснить, если предположить энергетические изменения положения ионов  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  в структуре биотита, что приводит к постепенному расширению запрещенных зон и в конечном счете обуславливает энергетическую невыгодность определенных переходов (вырождение полос поглощения) или уменьшение дальнего порядка структуры (смещение полос поглощения).

Изучение мессбауэровских спектров биотитов Granovsky et al., (1979) показало, что по мере увеличения ударных нагрузок растет степень окисления железа в биотите (табл. VII-10): в биотитах вмещающих пород доля трехвалентного железа лежит в пределах 10—15 ат. %, в слабо импактированных сланцах поднимается до 32—43 ат. %, а в сильно импактированных достигает 58—58,5 ат. %. Нетрудно видеть, что окисление железа в биотитах под воздействием ударной волны хорошо прослеживается разными методами. Причиной этого, по всей вероятности, является термическое разложение биотита и участие в окислении железа кислорода гидроксильной группы (Дайняк, 1977).

#### VII. 5. 4.

#### ДИАПЛЕКТОВЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В СТАВРОЛИТЕ

Рентгеноструктурное исследование ставролитов из четырех образцов (табл. VII-11) показало, что данные для двух ставроли-

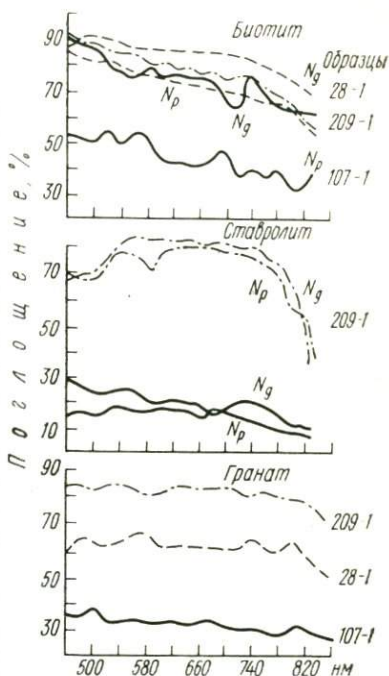


Рис. VII-9. Спектры поглощения в видимой области для диаплектовых минералов астроблемы Янисъярви

№ п/п	Номер образца	Fe <sup>2+</sup> ± 0,05		Fe <sup>3+</sup> ± 0,05		Fe <sup>3+</sup> / (Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup> ) ат. %
		Х. С.	К. Р.	Х. С.	К. Р.	
1	107-1	1,27	2,66	0,50	1,13	10,2
2	206-1	1,27	2,70	0,49	1,14	15,0
3	217-1	1,28	2,70	0,45	1,06	12,9
4	106-1	1,27	2,58	0,53	1,10	13,5
5	107-2	1,26	2,65	0,55	1,21	32,6
6	13-7	1,29	2,68	{ 0,67 0,43	{ 1,42 0,85	38,5
7	28-1	1,28	2,64	{ 0,75 0,40	{ 1,57 0,88	43,2
8	13-5	1,33	2,56	0,46	0,77	58,2
9	209-1	1,30	2,60	0,40	0,77	58,5
10	209-2	1,29	2,60	0,41	0,83	58,5

Примечание. Пробы № 1—4 характеризуют биотит исходных пород, № 5—7 — слабо и № 8—10 сильно импактированных сланцев.

тов (обр. 107-1 и 106-1) хорошо сопоставляются между собой и соответствуют стандарту.

В противоположность описанным ставролиты образцов 28-1 и 209-1 явно испытали структурные изменения в результате удара. Об этом свидетельствует постепенное уменьшение количества отражений для этих образцов. На дифрактограмме образца 28-1 удалось однозначно определить межплоскостные расстояния от шести отражений (7,08; 4,15, 2,98; 2,88; 2,73; 2,69 Å), тогда как другие значения  $d_{\alpha}$  перекрываются со значениями  $d_{\alpha}$  кварца, присутствующего в неразделимых сростках со ставролитом, и определить, какой из двух фаз они соответствуют, нельзя. По этой же причине не оценивались и интенсивности отражений. Наличие всего двух отражений (7,02 и 4,15 Å) в дифрактограмме образца 209-1 можно объяснить только превращением ставролита в рентгеноаморфное диаплектовое стекло. Эффект относительного уменьшения интенсивности пиков характерен для ставролита (что особенно ясно видно для образцов 28-1 и 209-1) не меньше, чем для других минералов.

Характер кривых инфракрасных спектров поглощения резко изменяется от образца 107-1 к образцу 209-1 (табл. VII-12; см. рис. VII-8). Это выражается в уменьшении интенсивностей большинства полос поглощения и особенно ярко для основных полос поглощения в областях 1000—1100, 470 и 780—800 см<sup>-1</sup> вплоть до почти полного вырождения полос поглощения в области от 410 до 800 см<sup>-1</sup>.

При сопоставлении частот в спектрах поглощения необходимо отметить присутствие полосы 542—547 см<sup>-1</sup> в двух ставролитах



Таблица VII-11

Межплоскостные расстояния, интенсивности и индексы отражений ставролитов

Индексы отражений	Стандарт	Номер образца			
		107-1	106-1	28-1	209-1
$hkl$	$d_{\alpha}/l$	$d_{\alpha}/l$	$d_{\alpha}/l$	$d_{\alpha}/l$	$d_{\alpha}/l$
110	7,12/30	7,11/30	7,14/30	7,08/20	7,02/100
040	4,15/40	—	4,16/30	4,15/100	4,15/100
220	3,56/60	3,55/33	3,56/32	—	—
221	3,01/100	3,01/90	3,01/85	2,98/20	—
240	2,86/30	—	2,84/25	2,88/30	—
060	2,77/50	2,76/55	2,77/50	2,73/20	—
151	2,69/100	2,69/100	2,71/100	2,69/30	—
241	2,55/30	2,54/36	2,55/36	—	—
132	2,40/60	2,39/90	2,40/85	2,45?	—
330	2,37/80	2,36/60	2,37/70	—	—
311	2,35/40	—	2,36/60	—	—
260	2,26/20	—	2,27/20	2,27?	—
171	2,11/40	2,11/40	2,12/35	2,15?	—
062	1,979/40	1,976/75	1,979/65	1,971?	—
400	1,967/50	1,966/55	1,968/60	—	—
082	1,674/10	—	1,670/15	—	—
352	1,665/10	1,660/20	—	—	—
460	1,605/40	1,602/30	1,606/15	—	—
461	1,543/30	—	1,543/30	—	—
282	1,540/30	1,538/30	—	1,537?	—
530	1,515/60	1,513/30	1,515/35	—	—
004	1,415/40	—	1,415/30	—	—
462	1,396/40	1,394/60	1,395/50	—	—
0.12.0	1,385/10	1,382/30	1,384/30	—	—

(образцы 28-1 и 209-1) из импактированных сланцев. С другой стороны, полоса поглощения  $970-978 \text{ см}^{-1}$  присутствует в образцах 107-1 и 106-1. Полоса поглощения  $880 \text{ см}^{-1}$  (образец 107-1) смещается к  $900 \text{ см}^{-1}$  (образец 106-1) и даже  $930 \text{ см}^{-1}$  (образец 28-1), тогда как в сильно импактированном ставролите (образец 209-1) она вообще отсутствует. Происходит смещение и наиболее интенсивной полосы от  $1020 \text{ см}^{-1}$  (образцы 107-1 и 106-1) к  $1050 \text{ см}^{-1}$  (образцы 28-1 и 209-1). Все эти различия характеризуют структурные изменения ставролитов, подвергшихся метеоритному удару. Однако требуется еще значительная работа для расшифровки природы изменений.

По характеру поглощения в видимой области изученные ставролиты делятся на две группы (табл. VII-13; см. рис. VII-9). Это выражается в разной конфигурации спектров поглощения, для которых характерно значительное увеличение поглощения в образцах 28-1 и 209-1, особенно четко выраженное в средней части спектра ( $500-800 \text{ нм}$ ). Для ставролита так же, как это было описано ранее для биотита, характерно ослабление плеохроизма, что

Таблица VII-12

Полосы поглощения в ИК-спектрах ставролитов ( $\text{см}^{-1}$ )

По данным		Номер образца			
И. И. Плюс-ниной (1967)	А. И. Болдырева (1976)	107-1	106-1	28-1	209-1
405	405		402	413	412
	440	447	435	440	438
	475	477	478	467	470
	520	522	520	520	520
				547	542
	595	592	592	590	583
	650	644	647	642	635
685	700	697	697	697	700
778	790	785	782	782	783
800	810	803	802	800	800
854	860	857	860	860	860
		880	900	930	
990		970	978		
	1030	1020	1020	1050	1050
1109	1100	1093	1100	1100	1100

Таблица VII-13

Полосы поглощения в оптических спектрах ставролитов, н.м.

Параллельно $N_g$		Параллельно $N_p$				
номер образца						
107-1	106-1	28-1	209-1	107-1	106-1	209-1
		480		480		
530	500	520	520		500	
	540			540		520
550		560	560		560	560
	590	600	600	600		600
620					620	
	640	640	640	640		
660					660	660
		710	700			
				720	720	720
730	740		740			
		760		760	760	
780	780		780			780
		800	800			
820	820	820		820	820	820

хорошо видно у образца 209-1, кривые спектров поглощения которого очень сближены и имеют похожую конфигурацию. У диалектовых ставролитов происходит постепенное уменьшение интенсивности полос поглощения, переходящее в их вырождение (хороший пример этого спектр образца 28-1). Так же как для биотита, для ставролита характерно смещение полос поглощения в длинноволновую область, очевидно, объясняемое уменьшением дальнего порядка или небольшим искажением структуры в результате ударного воздействия.

## VII. 5. 5.

ДИАПЛЕКТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ  
В ГРАНАТЕ

Показатель преломления граната во всех четырех образцах имеет одно и то же значение — 1,842. Оно отвечает составу  $\text{Альм}_{80}\text{Андр}_{20}$  (Винчел А. Н., Винчел Г., 1953). Постоянство показателя преломления для гранатов, испытавших различные ударные нагрузки, говорит об изохимическом процессе импактных преобразований в гранате.

По дифрактометрическим данным (табл. VII-14) гранат также близок к алмадину. При этом в первых трех образцах от-

Таблица VII-14

Межплоскостные расстояния, интенсивности  
и индексы отражений гранатов

Индексы отражений	Стандарт (альмандин)	Номер образца			
		107-1	106-1	28-1	209-1
<i>hkl</i>	$d_{\alpha}/I$	$d_{\alpha}/I$	$d_{\alpha}/I$	$d_{\alpha}/I$	$d_{\alpha}/I$
400	2,87/40	2,89/40	2,87/41	2,89/43	2,87
420	2,57/100	2,58/100	2,58/100	2,59/100	2,55
332	2,45/5	2,46/30	2,45/8	2,46/8	2,45?
422	2,35/20	2,36/20	2,35/17	2,36/17	—
510	2,26/20	2,26/10	2,26/16	2,27/9	2,28?
521	2,10/20	2,11/20	2,11/14	2,11/15	2,12?
611	1,866/30	1,869/20	1,869/17	1,875/17	—
444	1,660/30	1,670/10	1,664/14	1,669/12	1,666
640	1,599/40	1,600/20	1,600/19	1,602/19	—
642	1,540/50	1,543/26	1,542/24	1,544/25	1,539
800	1,441/20	—	1,444/10	1,444/6	—

Таблица VII-15

Полосы поглощения  
в ИК-спектрах граната, см<sup>-1</sup>

По данным		Номер образца	
И. И. Плюс- ниной (1967)	А. И. Болды- рева (1976)	106-1	28-1
	415	415	415
445	465	455	453
480	480	476	475
(527)		526	525
570	575	569	567
638	640	635	635
		655	655
	710	700	697
	810	807	804
880	890	878	878
902	910	900	902
970		970	969
	1010	1010	1010
1090	1100	1105	1100

Таблица VII-16

Полосы поглощения  
в оптических спектрах  
гранатов, нм

Номер образца			
107-1	106-1	28-1	209-1
470	470		
510	510	480	480
		540	540
580	586	580	
620		620	630
		660	
680	680		
		700	700
750		740	
	760		760
	800	808	
820	820		820

существуют какие-либо заметные отличия, и лишь в образце 209-1 появляются первые слабые изменения в структуре.

Инфракрасные спектры гранатов (табл. VII-15) хорошо соответствуют приведенным в литературе (Болдырев, 1976; Плюснина, 1977) для альмандина.



Спектры поглощения гранатов в видимой области (табл. VII-16; рис. VII-9) характерны для алмандинов и обнаруживают следующие особенности: поглощение увеличивается по мере нарастания ударной нагрузки, полосы поглощения при этом смещаются в более длинноволновую область.

#### VII. 5. 6.

##### ДИАПЛЕКТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ПЛАГИОКЛАЗЕ

Диаплектовые преобразования в плагиоклазе наблюдались в обломках аплитов (Масайтис и др., 1976). Здесь отмечены пониженное дупреломление, трещиноватость, местами почти полная изотропизация. Описаны также продукты рекристаллизации диаплектового плагиоклазового стекла (Масайтис и др., 1976) — замутненный агрегат плохо индивидуализированных зерен новообразованного плагиоклаза. Этот агрегат заполняет неправильные участки в аллотриоморфнозернистой массе аплита, в то время как диаплектовый кварц сохранил свои формы выделения.

#### VII. 5. 7.

##### ДИАПЛЕКТОВЫЕ ПОЛИМИНЕРАЛЬНЫЕ СТЕКЛА

Диаплектовые полиминеральные стекла представляют собой породу с сохранившимися структурно-текстурными особенностями, минералы которой превращены в ударное (диаплектовое) стекло. Такие образования нередко наблюдаются в виде обломков размером до 15—20 см в аллогенных брекчиях и в более мелких фрагментах в тагамитах.

Макроскопически такие обломки в тагамитах при беглом осмотре на свежем изломе воспринимаются как участки флюидального строения. Несколько отчетливее обломочный характер этих образований виден на выветрелой поверхности.

Под микроскопом (особенно в больших шлифах) хорошо видно сохранение структурно-текстурных особенностей исходной породы. Так в диаплектовых полиминеральных стеклах (ДПС) по сланцам ладожской серии отчетливо видна ритмичность, выраженная в закономерном чередовании слойков разной мощности и состава. Колебания состава заключаются в изменении содержания биотита от слоя к слою. Это хорошо видно в ДПС по скоплениям рудного минерала, точно повторяющим форму листочков термически разложенного биотита. Эти же агрегаты подчеркивают трещины осевого кливажа, секущие породу, вдоль которых когда-то произошло выделение биотита. Ту же ориентировку име-

ют и порфиробласты ставролита, также превращенные в рудный агрегат.

Кварц в ДПС по сланцам, также превращенный 700 млн. лет назад в диаплектовое стекло, в настоящее время представляет собой слабо поляризующий микрозернистый агрегат (0,001 мм). Размеры зерен в этом агрегате на 1—2 порядка меньше выделений кварца в исходной породе, поэтому он легко отличается от тагмитов не только по составу, но и по структуре.

Такие образования типичны и для других астроблем и могут служить их характерным признаком.

### VII. 5. 8.

#### НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

#### ПО ДИАПЛЕКТОВЫМ ПРЕОБРАЗОВАНИЯМ В МИНЕРАЛАХ

Из приведенных выше данных по диаплектовым преобразованиям в породообразующих минералах астроблемы Янисъярви можно сделать следующие выводы.

1. Величина показателей преломления и двупреломления зависит от силы ударного воздействия на минералы и она тем меньше, чем больше величина ударного давления.

2. Рентгеноструктурное изучение диаплектовых минералов показало, что для всех изученных минералов характерны: дробление структуры на блоки; мозаицизм (о чем говорит относительное уменьшение интенсивности отражений); уменьшение межплоскостных расстояний для дальних углов (для кварца и биотита), характеризующее первые слабые изменения в структуре минералов; уменьшение количества пиков на дифрактограммах, соответствующее уменьшению дальнего порядка в структуре, вплоть до полной его потери. Наиболее интенсивно изменяются под действием ударных нагрузок биотит и ставролит. Более прочным является кварц, и самым устойчивым оказывается гранат.

3. В ИК-спектрах уменьшается интенсивность полос поглощения вплоть до полного их вырождения, особенно хорошо заметно для средней части спектра. Кроме того, происходит смещение некоторых полос поглощения (преимущественно в коротковолновую область) у биотита и ставролита (на 10—20 нм) и реже у граната (на 10 нм и меньше). Все это является отражением изменений, происходящих в структуре, деформации связей, усиления или ослабления их вплоть до разрыва.

4. В оптических спектрах поглощения диаплектовых минералов по мере увеличения ударного давления наблюдается постепенное уменьшение интенсивности полос поглощения вплоть до полного их исчезновения; смещение полос поглощения в более длинноволновую область; увеличение поглощения минералов и ослабление плеохроизма. Все это отражается на интенсивности окраски минералов.



Использованный комплекс методов изучения диаплектовых минералов дает возможность познавать их на разных уровнях. Так дифрактометрия характеризует правильность геометрии кристаллической решетки минерала, ее параметры; ИК-спектроскопия отражает связи между ионами в кристаллической решетке; спектры поглощения в видимой области — энергетическое состояние ионов и локальную симметрию кристаллического поля координационных полиэдров.

Сравнение поведения перечисленных минералов позволяет отметить следующую стадийность их преобразования под действием ударных волн: 1) дробление минерала на блоки (что сопровождается уменьшением интенсивности полос поглощения в оптическом и ИК-спектрах, пиков на дифрактограмме); 2) уменьшение дальнего порядка структуры (проявляющееся в смещении полос поглощения в спектрах и части пиков на дифрактограммах); 3) постепенное разрушение структуры, деформация и разрыв части связей, изменение энергетических состояний группировок атомов в структуре (сказывающееся в вырождении полос поглощения в оптических и ИК-спектрах, изменении окраски и плеохроизма, исчезновении большинства пиков на дифрактограммах); 4) остеклование минерала (до рентгеноаморфного состояния) или его распад (термическое разрушение) на новые фазы.

Полученные данные согласуются с картиной изменения минералов под действием ударных волн (см. гл. II и III), установленной для других кратеров, или экспериментально, и дополняют ее. Так, впервые систематически изучены спектры поглощения в видимой области, приведены первые характеристики диаплектового ставролита. Открытым остается вопрос о величине ударных нагрузок, при которых происходили конкретные диаплектовые преобразования. Сравнивая те или иные характеристики с экспериментальными данными, можно говорить о нагрузках более 300 кбар (диаплектовый кварц), 450 кбар и более (термическое разложение биотита), 450—500 кбар (плавление кварца и появление лешательерита), более 600 кбар (полное плавление пород). Однако, как показано в гл. II и III, в природных условиях эти эффекты должны достигаться при более низких параметрах, чем в эксперименте.

## **VII. 6.**

### **ВЫСОКОБАРНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ИМПАКТИТАХ ЯНИСЬЯРВИ**

Для выявления высокобарных фаз были использованы 5 образцов кварца из глыб пегматитов, взятых в аллогенной брекчии на о. Пиени-Селькясаари. Образцы размером до 30—40 см в поперечнике представляли собой фрагменты кварцевой зоны блокового пегматита. В качестве примеси они содержали диаплекто-



вый плагиоклаз, изредка гранат. В шлифах это практически чистый кварц с интенсивно проявленными планарными элементами, участками раскристаллизованного диаплектового стекла и отдельными блоками с микроперлитовой (шариковой) текстурой, являющейся продуктом перекристаллизации лешательерита.

Перекристаллизованное диаплектовое стекло представлено микрозернистым (0,00  $\mu$ —0,000  $\mu$  мм) агрегатом кварцевых зерен лапчатой формы, тогда как блоки микроперлитовой текстуры достигают 0,5—2 мм.

Вдоль планарных элементов и по трещинам микроперлитовой отдельности при увеличениях до  $\times 500$  видны зерна бесцветного минерала размером 1—2 мкм в поперечнике, у которых показатель преломления много больше, чем у вмещающего их кварца. Реже скопления таких зерен отмечаются в микрозернистых агрегатах перекристаллизации по диаплектовому кварцевому стеклу.

Обогащение кварца проводилось по стандартной методике (Stöffler, 19716). Навеска образца, истертого до пудры, помещалась во фторопластовый стаканчик и заливалась 300—400 мл смеси кислот (2/3 5%-ной HF, 1/6 5%-ной H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, 1/6 5%-ной HNO<sub>3</sub>). Смесь перемешивалась на магнитной мешалке. Нерастворимый остаток исследовался на дифрактометре УРС-50ИМ (железное излучение, 35 кВ, 6 мА, скорость движения ленты 1°/мин), что обеспечивало обнаружение минерала при его содержании около 3%.

На полученных дифрактограммах главный пик (3,34/100) принадлежал кварцу. Кроме того, обнаружены такие отражения, ха-

Т а б л и ц а VII-17

*Дифрактометрическая характеристика коэзита и стишовита*

Коэзит, стандарт		Коэзит				СТИШОВИТ (Chao et al. 1962)		СТИШОВИТ 14-7
		14-8	14-6	14-5	14-2	d/n	I	
d/n	I	d/n	d/n	d/n	d/n	d/n	I	d/n
3,43*	30							
3,09	100	3,08	3,08	3,10	3,09	2,959	100	2,95
2,69*	10					2,246*	18	
						1,981*	35	
						1,870	13	
1,71	12	1,711						
1,70*	10							
1,545*	10							
						1,530*	50	
						1,478	18	1,476
1,345	12					1,235	25	1,233

Примечания: 1. У эталонов опущены отражения с интенсивностью менее 10.

2. Отражения, помеченные \*, перекрываются отражениями кварца.

раактерные для коэзита (образцы 14-2, 14-5, 14-6, 14-8) и для стишовита (образец 14-7). Эти отражения приведены в табл. VII-17. Следует подчеркнуть, что их интенсивности очень малы и свидетельствуют о присутствии коэзита и стишовита в изучавшемся концентрате в количествах около 3—4%. Принадлежность этих отражений, нерастворимых в смеси кислот, коэзиту и стишовиту подтверждается увеличением интенсивностей по мере нарастания времени обработки проб (до 30 сут).

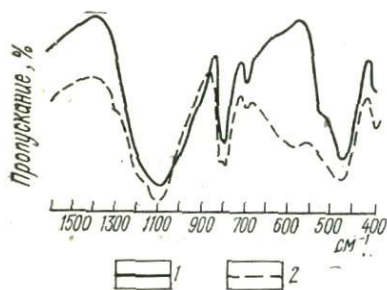


Рис. VII-10. Инфракрасные спектры стишовитсодержащего кварца до (1) и после (2) обогащения (см. текст)

В ИК-спектрах (методику снятия см. выше) для концентрата отмечено появление широкой несимметричной полосы поглощения (560—650  $\text{см}^{-1}$ ), частично перекрытой полосой поглощения кварца (695  $\text{см}^{-1}$ ). Эта полоса принадлежит стишовиту (образец 14-7; рис. VII-10), однако из-за малого содержания минерала не происходит ее разрешения на отдельные полосы. Коэзит на

ИК-спектрах не обнаружен (вероятно, из-за малых его количеств). Низкие содержания коэзита и стишовита (порядка 0,01%) связаны со значительным возрастом и высокой степенью перекрытия диаплектового кварца астроблемы Янисъярви.

## VII. 7.

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИМПАКТИТОВ ЯНИСЬЯРВИ

При геохимической характеристике импактитов Янисъярви приходится учитывать, во-первых, слоистый характер мишени и, во-вторых, очень древний возраст структуры.

Поскольку на площади кратера развиты породы двух свит (пялкъярви и наатселькя), то было специально произведено сравнение их составов, которое показало, что они совершенно идентичны: для 12 компонентов из 14 статистически значимые отличия отсутствуют. Лишь глинозема несколько больше в породах свиты пялкъярви. Кроме того, здесь же несколько меньше потери при прокаливании, т. е. суммарное содержание легко удаляемых летучих компонентов.

При анализе полученных результатов (табл. VII-18) прежде всего отметим, что для 15 компонентов из 25 перечисленных стандартное отклонение в тагамитах заметно (иногда на порядок) уменьшается по сравнению с породами мишени. Это указывает

Таблица VII-18

Химический состав импактитов  
и вмещающих пород кратера Янисъярви

Компонент	Породы мишени			Тагамиты			Содержание в тагамитах в процентах к мишени
	n	$\bar{x}$	S	n	$\bar{x}$	S	
SiO <sub>2</sub>	6	58,84	3,61	8	59,99	0,88	(102,0)
TiO <sub>2</sub>	6	0,73	0,64	8	0,73	0,25	(100,0)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6	19,19	2,02	8	18,08	0,37	94,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	6	8,10	0,81	8	7,07	0,24	87,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6	2,18	0,53	8	2,05	0,54	93,8
FeO	6	5,33	0,49	8	4,53	0,41	85,0
MnO	6	0,09	0,02	8	0,11	0,12	122,0
MgO	6	2,81	0,31	8	1,96	0,25	69,7
CaO	6	2,19	1,43	8	2,09	0,21	(95,3)
Na <sub>2</sub> O	6	2,60	1,38	8	2,08	0,20	(80,0)
K <sub>2</sub> O	6	3,18	0,61	8	3,49	0,82	110,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	6	0,13	0,39	8	0,14	0,12	(108,0)
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	6	0,20	0,63	8	0,94	0,35	47,0
п. п. п.	6	1,64	0,29	8	3,72	0,87	227,0
Li	6	91,7	27,14	8	115	41,40	(125,4)
Rb	6	151,7	55,29	8	162,5	34,54	(107,1)
Cr	6	107	18,97	8	110,3	8,88	(103,0)
Ni	6	64	7,36	8	57,5	11,31	(90,0)
Co	6	37	4,00	8	49,4	22,25	(133,0)
Pb	6	54,2	14,59	8	49,7	16,82	(92,0)
Cu	6	84,6	11,92	8	45,3	15,72	(53,5)
V	6	96,3	25,8	8	90,2	23,0	(94,0)
TR	7	200,3	29,7	8	200,2	10,9	(100,0)
U	7	13,7	10,3	8	13,8	4,6	(101,0)
ThO <sub>2</sub>	7	17,3	1,25	8	17,1	2,0	(99,0)
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O		1,22			1,68		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							
FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,29			0,31		

Примечание. Для первых четырнадцати компонентов содержания даны в весовых процентах, для остальных — в граммах на тонну. В скобках даны статистически незначимые отличия.

на высокую степень гомогенизации ударного расплава. Для ряда компонентов (марганца, калия, лития, рубидия, никеля, кобальта, свинца, меди, тория) наблюдается повышение стандартного отклонения, что для разных элементов следует, вероятно, связывать с разными причинами.

Большинство компонентов не обнаруживают отличий: их количество в породах мишени и тагамитах одинаково (табл. VII-18,



X-1, X-2). Изменение содержаний наблюдается лишь для четырех элементов: калий и марганец накапливается в тагамитах, тогда как для магния и алюминия фиксируется дефицит. Равенство содержаний никеля (в отличие от Карского и Эльгыгытгынского кратеров) заставляет предполагать хондритовый тип ударника, образовавшего астроблему Янисъярви.

## **VII. 8.**

### **НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ**

Данные, полученные авторами настоящей работы, а также другими исследователями по астроблеме Янисъярви, могут быть резюмированы следующим образом.

Геологические и геофизические особенности структуры характерны для ископаемых метеоритных кратеров. Среди них отметим прежде всего сочетание отрицательной аномалии силы тяжести с отрицательной же аномалией в магнитном поле. Весьма типична кольцевая зона дробления и трещиноватости вдоль края кратера. Кратер имеет простое строение: центральная горка и кольцевое поднятие отсутствуют.

Среди импактитов описаны аллогенные брекчии и тагамиты. Подробно охарактеризованы конусы разрушения, диаплектовые минералы и высокобарные фазы. Коэсит и стишовит установлены для Янисъярви впервые.

Полученные данные не оставляют сомнений в том, что Янисъярви является ископаемым метеоритным кратером — самым древним на территории СССР.

## Глава VIII

### ИМПАКТИТЫ ГИГАНТСКИХ СЛОЖНЫХ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ

В главах IV—VI были охарактеризованы кратеры сравнительно простого строения — чашеподобные (Шунак) или с центральным поднятием (Карский, Эльгыгытгын). Гигантские метеоритные кратеры, поперечник которых измеряется многими десятками километров, имеют значительно более сложное строение (см. гл. I). В таких кратерах взаимоотношения импактитов разных типов друг с другом оказываются весьма сложными, что свидетельствует об усложнении механизма их формирования по мере роста размеров кратера. Поэтому ниже предлагается попытка классификации импактитов гигантских сложных кратеров, основанная на генетических особенностях пород.

#### VIII. 1.

##### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРЫ ГИГАНТСКИХ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ

Вещество выбрасывается из кратера как по баллистическим траекториям (взрывное облако), так и за счет сублатерального растекания (центробежный донный поток). Оба типа экскавации не имеют четкого разграничения и связаны постепенными переходами. По мере углубления кратера в движение на выброс вовлекаются все более глубокие горизонты возмущенной среды, что соответственно отражается в вещественной структуре как взрывного облака, так и центробежного донного потока, благодаря чему в аллогенном материале, который откладывается на периферии кратера и за его пределами, возникает обратная стратиграфическая последовательность образований.

Вследствие гетерогенности пород мишени поле динамических напряжений в ударной волне и в волне разгрузки существенно искажается и в выбрасываемом материале возникают интенсивные перемешивающие течения. С процессами смещения и выброса связаны разнообразие и исключительная пестрота состава аллогенных образований. В морфоструктуре сложных кратеров появляются новые элементы: вначале центральное поднятие или внутренний кольцевой вал, а затем с ростом размеров кратера (диа-

метр более 30 км) — различные комбинации этих элементов, превращающие кратер в многокольцевой бассейн.

Интерпретация особенностей вещественного состава и условий залегания импактитов в некоторых гигантских кратерах (Вишневский, 1980) позволяет заключить, что в последних выделяются 2 типа элементов морфоструктуры: 1) сингенетичные, возникшие быстро, на стадии ударно-взрывной экскавации кратера, и 2) наложенные, появление которых связано с различными процессами постударной модификации кратера в течение его геологической истории. По-видимому, можно связать появление тех или иных элементов морфоструктуры сложного кратера с удельной энергией падающего тела и выделять «вялый» (малая скорость метеорита, кратеры типа Госсес-Блафф) и «бурный» (большая скорость метеорита, кратеры типа Рис) взрывной процесс (Вишневский, 1980).

## VIII. 2.

### УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ИМПАКТИТОВ

Импактиты сложных кратеров охарактеризованы в целом ряде отечественных (Масайтис, 1974а; Масайтис и др., 1975; «Космогенные...», 1980) и зарубежных (Dence, 1971; Engelhardt, 1971; и др.) работ. Ниже мы попытаемся рассмотреть эти образования с учетом представлений о том, что экскавация кратера осуществляется за счет центробежного донного потока и взрывного облака и что элементы морфоструктуры кратера по происхождению делятся на сингенетичные и наложенные. В качестве примера рассмотрим гигантский сложный кратер без центрального поднятия, с одним сингенетичным и двумя наложенными внутренними кольцевыми валами. При зарождении кратера возникло значительное количество импактного расплава, а процесс экскавации имел типичный взрывной характер.

Кратер заложен на архейском кристаллическом фундаменте, перекрытом чехлом осадочных пород мощностью до 1—1,5 км. Его воронка представляет углубление сложного профиля в породах мишени, разделенное поднятием архейских гнейсов (II — внутренний кольцевой вал) на периферийную депрессию и внутреннюю воронку (рис. VIII-1). Кратер выполнен комплексом аллогенных образований: зонально чередующимися в плане отложениями центробежного донного потока и взрывного облака. Структура аллогенного выполнения кратера характеризуется наличием трех основных групп образований: 1) перемещенных блоков и мегабрекчий; 2) налегающей на них толщей спекшихся импактных брекчий и тагамитов; эта толща, по-видимому, полностью выстилает дно кратера, за исключением гребня II внутреннего кольцевого вала; отпрепарированная эрозией фронтальная



кромка спекшейся толщи образует фрагменты I внутреннего кольцевого вала, который представляет наложенный элемент морфоструктуры, имеющий эрозионное происхождение; 3) покрова импактных брекчий, венчающего разрез образований кратера.

Породы основания раздроблены и образуют мощную линзу под дном кратера. Гребень кольцевого поднятия пород основания

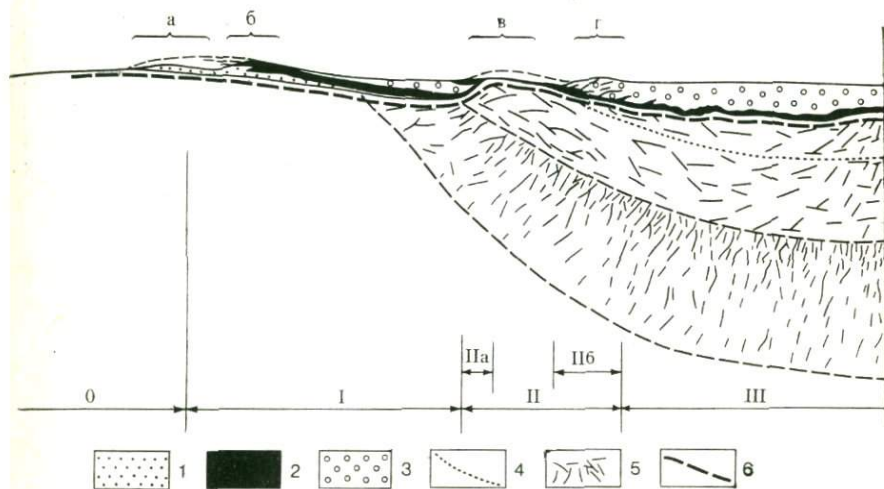


Рис. VIII-1. Схематический радиальный профиль сложного кратера без центрального поднятия.

Элементы морфоструктуры кратера: *a* — остатки внешнего, нечетко выраженного вала; *б* — I внутренний кольцевой вал эрозионного происхождения; *в* — II (сингенетичный) внутренний кольцевой вал архейских гнейсов; *г* — III внутренний кольцевой вал комплексного происхождения.

Зональность кратерной структуры в плане: 0 — невозмущенные породы обрамления; I — зона приповерхностного срыва; II — зона сингенетичного внутреннего кольцевого вала (подзона II<sup>а</sup> — центробежных оползней и потоков, подзона II<sup>б</sup> — центростремительных оползней и потоков); III — зона внутренней воронки.

1 — перемещенные блоки и мегабрекчии; 2 — спекшаяся толща; 3 — зювиты; 4 — положение дна кратерной воронки до изостатической релаксации; 5 — плоскости скольжения масс горных пород (схематично); 6 — нижняя граница коптогенного комплекса

представляет совокупность блоков архейских пород, цементируемых различными компонентами аллогенных образований кратера. Геологические признаки движения блоков архейских пород совместно с раскаленными массами импактных брекчий и тагамитов, пластично цементирующих эти блоки, а также следы оползания и стекания со склонов этого поднятия раскаленных масс импактного расплава указывают, что оно возникло быстро, во время экскавации кратера, и является сингенетичным элементом его морфоструктуры. Отсюда следует, что верхняя часть линзы раздробленных пород основания кратера испытала быстрые смеще-

ния значительной амплитуды и должна рассматриваться как составная часть комплекса его аллогенных образований.

Аллогенные импактиты кратера можно разделить на четыре основных типа: перемещенные блоки, мегабрекчии, туфовидные импактные брекчии и тагамиты. Каждый из выделенных типов имеет достаточно выраженные индивидуальные характеристики и занимает определенное место в структуре кратера. Ввиду широкого диапазона изменений, которыми охвачены породы мишени, единый подход к разделению импактитов не достигается. Так, перемещенные блоки выделяются на тектонической основе, мегабрекчии характеризуются как смеси крупных обломков исходных пород региона, а импактные брекчии и тагамиты разделяются между собой и в пределах типа по соотношению стекловатого и обломочного компонентов и условиям залегания.

### **VIII. 3.**

#### **ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИИ ИМПАКТИТОВ В СВЯЗИ С УСЛОВИЯМИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ**

##### *VIII. 3. 1.*

##### **ПЕРЕМЕЩЕННЫЕ БЛОКИ (КЛИППЕНОВАЯ БРЕКЧИЯ)**

К перемещенным блокам отнесены нагромождения крупных (от 100 м до 1—1,5 км) фрагментов пород мишени, контактирующие друг с другом по разрывным смещениям типа надвигов, всбросов и глыбовых дислокаций.

Полоса описываемых образований, приуроченная к периферии кратера, выделяется в качестве внешней зоны перемещенных блоков. Ширина ее достигает 10—14 км, дислокации этой зоны наблюдаются только в породах чехла и в архейском обрамлении кратера не фиксируются. Наклон плоскостей скольжения в надвигах по большей части направлен к центру кратера. От контакта с невозмущенными породами обрамления к центру кратера величина перемещенных блоков снижается, а степень перемешивания возрастает, хотя одиночные крупные клиппены встречаются и здесь. К участкам интенсивной дезинтеграции осадочных пород в пределах зоны приурочены отторженцы архейских пород фундамента. Блоки внешней зоны сцементированы растащенным и брекчированным материалом контактирующих глыб, а на участках интенсивного перемешивания или ближе к центру кратера — мегабрекчиями, реже туфовидными импактными брекчиями и тагамитами.

Глыбы архейских гнейсов, приуроченные к осевой части син-

генетичного поднятия пород основания кратера (внутренняя зона перемещенных блоков), цементируются брекчиями трения и очень часто — пластично деформированными спекшимися массами импактных брекчий и тагамитов.

### VIII. 3. 2.

#### МЕГАБРЕКЧИИ

К мегабрекчиям отнесены перемешанные обломки исходных пород региона размером от 1 до 100 м. Эти образования приурочены в основном к периферии кратера, примыкая к внешней зоне перемещенных блоков, с которыми связаны качественно-количественными переходами. Количественные переходы состоят в том, что в промежуточной области сокращение числа блоков и все возрастающая роль цемента, представленного мегабрекжией, затушевывают контакт тех и других образований. Качественные переходы заключаются в присутствии образований смешанного типа (мегабрекчия с одиночными блоками), обломков любой промежуточной величины, так что выбранная граница размерности клиппеновых брекчий и мегабрекчий в известной степени является условной. Помимо участия в связующей массе клиппеновых блоков, мегабрекции слагают крупные массивы площадью до 6—8 км<sup>2</sup>, прилегающие к внешней зоне перемещенных клиппеновых блоков.

Мегабрекции чрезвычайно пестры по составу, и в каждом их обнажении можно встретить обломки всех или почти всех пород мишени, включая и широко распространенные в ряде случаев обломки архейских метаморфических пород, но в целом валовой состав обломков ближе к породам чехла, нежели фундамента.

Цемент мегабрекчий представлен мелкообломочными продуктами дробления пород мишени с переменным, но в целом подчиненным количеством импактного стекла. Разности этого цемента идентичны соответствующим туфовидным импактным брекчиям, которые рассмотрены ниже. Изредка в составе цемента отмечаются изолированные, пластично деформированные массы импактного стекла (тагамиты). Строение цемента сложное и характеризуется как беспорядочное чередование различных по содержанию стекла, форме и размерам масс, контактирующих друг с другом с постепенными или быстрыми переходами. Такой состав и структура цемента показывают, что обломки мегабрекции при отложении интенсивно смешивались с туфовидными импактными брекчиями, реже — с раскаленными массами импактного расплава, причем перемешивание происходило контактно-субконтактным способом, а не в полете. Иными словами, мегабрекции не представляют выпавшие по баллистическим траекториям продукты взрыва. Об этом же говорит и участие мегабрекчий в качестве связующей массы перемещенных блоков.



В обломках пород мегабрекчий наиболее широко распространен интенсивный объемный катаклиз, реже встречаются конусы разрушения. Подчиненное значение, и главным образом в обломках гнейсов, имеют такие изменения I—II стадий ударного метаморфизма (по Stöfler, 1971a; 1974), как диаплектовый кварц и полевой шпат с планарными структурами, стишовит в диаплектовом кварце, диаплектовые стекла по кварцу и полевым шпатам, коэсит в диаплектовом кварцевом стекле. Изменения III—IV стадий — появление мономинеральных и смешанных стекол плавления — имеют резко подчиненное значение. Из этого можно заключить, что обломки мегабрекчий доставлены в основном из области изменений исходных пород мишени, которая отвечает I—II стадии ударного метаморфизма.

### VIII.3.3.

#### ТУФОВИДНЫЕ ИМПАКТНЫЕ БРЕКЧИИ

Туфовидные импактные брекчии состоят из псефито-псаммитовых продуктов дробления исходных пород в смеси с переменным количеством дискретных обособлений стекла. Спорадически встречаются обломки разнообразных пород мишени, размером до 1 м и более. Анализ геолого-петрографических особенностей импактных брекчий показал, что в попытке их классификации соотношение стекловатого и обломочного компонента является важным, но не решающим признаком. Не менее существенны условия залегания этих пород в комплексе образований кратера, позволяющие разделить их на две группы: 1) породы, принимающие участие в сложении спекшихся толщ (совместно с тагами-тами) и цемента перемещенных блоков и мегабрекчий; 2) породы, венчающие разрез комплекса образований кратера, покровообразно налегая на все остальные разности импактитов. Дальнейшее подразделение брекчий I группы произведено по соотношению стекловатого и обломочного компонентов. Брекчии II группы (зювиты) по положению в разрезе и литолого-петрографическим особенностям разделены на две разности — парчанайскую и далдынскую брекчии.

*Существенно-обломочные брекчии* — это рыхлые или слабо консолидированные мелкообломочные продукты дробления, с примесью от 0 до 20% стекла по объему<sup>1</sup>. Они являются основным компонентом цемента мегабрекчий и приурочены к выходам последней. Количественные соотношения глыб мегабрекчий и описываемого цемента варьируют вплоть до появления участков преимущественно мелкообломочных масс с единичными глыбами мегабрекчий. Литологический состав обломков мишени довольно

<sup>1</sup> Количественные границы условны, так как брекчии описываемой группы образуют непрерывный ряд по содержанию стекла.

пестр, но преимущественным распространением пользуются обычно обломки осадочных пород чехла. Стекло равномерно рассеяно в породе или слагает струйчато-неправильные объемы, определяя сложную текстуру цемента. Переходы от обогащенных к лишенным стекла разностям постепенные или быстрые. Контакт с тагамитами и игнимбритовидными породами всегда резкий, но последние при этом пластично деформированы.

*Стеклогато-обломочные брекчии* — это умеренно или значительно консолидированные смеси мелкообломочных продуктов дробления, содержащие от 20 до 70—75% стекла. Они широко распространены в качестве компонента спекшихся толщ, реже принимают участие в составе цемента перемещенных блоков и мегабрекчий, где обычно сопровождаются мелкими массами тагамитов и игнимбритовидных пород. Для тел стеклогато-обломочных брекчий характерны неправильные, струйчатые, линзовидные формы. Неравномерная насыщенность стеклом определяет сложность внутреннего строения этих пород. Переходы к разностям с иным содержанием стекла постепенные или резкие. В последнем случае на контакте обеих пород отмечаются следы взаимной пластической деформации. Литологический состав обломков пород мишени довольно пестр, но продукты дробления архейских метаморфических образований играют важную, а нередко и главенствующую роль.

*Игнимбритовидные брекчии* представляют собой сваренные породы, состоящие из соприкасающихся или частично слитых комков стекла (более 70—75% объема породы), промежутки между которыми заполнены спекшимися тонкообломочными продуктами дробления исходных пород. При массовом слиянии комков стекла кластическая структура почти полностью редуцируется и порода внешне напоминает тагамит. Выдержанного упорядоченного сплющивания комков стекла, свойственного настоящим игнимбритам, не наблюдается. Порода является составным компонентом спекшихся толщ, которые имеют сложное строение, лишены внутренних границ раздела и представляют совокупности хаотически перемешанных, различных по форме и размерам масс стеклогато-обломочных, игнимбритовидных пород и тагамитов. Взаимоотношения игнимбритовидных пород с другими компонентами спекшихся толщ, в том числе и с тагамитами, аналогичны описанному выше для стеклогато-обломочных брекчий. Литологический состав обломочного компонента, включая как единичные крупные обломки, так и псаммитовые фракции, довольно пестр, но обломки архейских пород встречаются чаще.

Стекла в импактных брекчиях описанной I группы характеризуются исключительной гетерогенностью, которая выражается в пестроте окраски и колебаниях показателя преломления, нередко даже одного и того же обособления стекла. В существенно-обломочных и близких к ним брекчиях с умеренным количеством стеклогато компонента широко распространены нераскристалли-



зованные разности стекол, что объясняется закалочным режимом их остывания. Стекла игнибритовидных и близких к ним стекловато-обломочных брекчий почти всегда раскристаллизованные, весьма сходны с тагамитами и сварены со связующей массой. Текстуры таких пород шпиротакситовые или эвтакситовые, но направление течения в объеме породы изменчиво.

В обломках исходных пород из рассматриваемой группы брекчий (кроме существенно-обломочных разностей), главным образом в гнейсах, широко распространены изменения I—III стадий ударного метаморфизма, по Д. Штофлеру, — диаплектовые минералы с разнообразными планарными структурами и диаплектовые стекла, апополевошпатовые стекла плавления. Однако присутствие диаплектовых и мономинеральных плавленных стекол нередко затушено процессами раскристаллизации и вторичных гидротермальных изменений. Степень ударных изменений обломков исходных пород и повышенная роль стекла в составе импактных брекчий, слагающих спекшуюся толщу, указывают, что материал этих брекчий доставлен из внутренней области кратера. Преобладание обломков архейских пород, а также особенности химизма стекол указывают, что источником материала данных брекчий (а также тагамитов, обладающих сходными особенностями) послужили кристаллические породы фундамента и спекшаяся толща, налегающая на перемещенные блоки и мегабрекчий по периферии кратера, являет собой пример обратной стратиграфической зональности, возникающей в комплексе образований кратера.

Сложное строение спекшихся толщ и взаимоотношения слагающих их компонентов (включая и тагамиты) указывают, что материал этих толщ отлагался из подвижных раскаленных смесей стекловато-обломочных масс и импактного расплава. Потoki этих смесей двигались в радиальных от центра кратера направлениях и перекрыли перемещенные блоки и мегабрекчий по периферии кратера. Контакт спекшейся толщи с этими образованиями резкий (ровный или извилистый) или же постепенный, со следами смешения. В последнем случае количество глыб мегабрекчий все более сокращается, а роль цемента, представленного различными компонентами спекшихся толщ, возрастает. Изолированные массы мегабрекчий или ее одиночные глыбы встречаются внутри спекшихся толщ, и, наоборот, отдельные анклавы спекшихся масс туфовидных импактных брекчий и тагамитов иногда залегают в объеме мегабрекчий. Изменение характера контакта мегабрекчий и спекшейся толщи от резкой границы до постепенного перехода со следами смешения может объясняться тем, что материал мегабрекчий на отдельных участках был остановлен, а на других продолжал движение, когда его настигла и перекрыла раскаленная смесь импактного расплава и обломков. При этом материал брекчий частично перемещался в составе раскаленных потоков. Как уже отмечалось, блоки архейских гней-



сов на гребне сингенетичного внутреннего кольцевого вала также двигались совместно с раскаленными массами донных импактных брекчий и тагамитов.

#### VIII. 3. 4.

##### ЗЮВИТЫ

*Парчанайская брекчия* — умеренно или существенно консолидированные образования, состоящие из обломков разложенного стекла и псефито-псаммитовых продуктов дробления пород мишени. Образуют макроскопически монотонный покров и выполняют центральную часть кратера, налегая на спекшуюся толщу и блоки архейских пород по гребню второго внутреннего кольцевого вала. Самостоятельно или совместно с различными компонентами спекшейся толщи парчанайская толща цементирует некоторые из блоков архейских пород на гребне этого вала. Контакт брекчий со спекшейся толщей характеризуется следами смещения во взаимно разогретом состоянии: объемы парчанайской брекчий встречаются внутри спекшейся толщи, и, наоборот, инъекционные тела тагамитов и игнимбритовидных пород обильно импрегнируют подошву покрова брекчий. Взаимоотношения с блоками архейских пород и компонентами подстилающей спекшейся толщи указывают, что, когда первоначальная брекчия отлагалась на эти образования, они еще продолжали двигаться в составе центрального донного потока.

Покров парчанайской брекчий во внутренней части кратера содержит многочисленные внедрения тагамитов и игнимбритовидных пород; часть этих тел, отпрепарированных эрозией, группируется в кольцевую систему, образуя фрагменты нечетко выраженного III внутреннего кольцевого вала. Этот вал (см. рис. VIII-1) представляет наложенный элемент морфоструктуры кратера, возникший в несколько этапов: а) центростремительное оползание парчанайской брекчий по внутреннему склону поднятия архейских гнейсов, сопровождаемое внедрениями и излияниями импактного расплава из погребенной спекшейся толщи; б) изостазийная релаксация внутренней воронки кратера, в результате чего языки и тела тагамитов и игнимбритовидных пород, первоначально наклонные к центру кратера, были подвернуты кверху и отпрепарированы эрозией от парчанайской брекчий.

Парчанайская брекчия содержит переменное количество стекла (30—80%) и обладает витрокластической или литовитрокластической структурой. В целом это довольно грубообломочная порода, и средний размер обломков стекла составляет 1—2 см; однако при этом встречаются как пелловидные кусочки стекла, участвующие в составе связующей массы, так и довольно крупные (до 5—7 см) обломки стекла. Острые, размочаленные и

серповидные края обломков без следов пластической деформации показывают, что стекла при отложении были затвердевшими. Отличительная особенность парчанайской брекчии состоит в том, что ее стекла практически всегда интенсивно разложены и аргиллизированы, замещены монтмориллонитом, цеолитами, карбонатами и другими минералами. Обломки исходных пород мишени характеризуются довольно пестрым составом, но нередко преобладают осадочные породы чехла.

*Далдынская брекчия* представляет собой слабо или умеренно консолидированные пепловидные стекловато-обломочные породы землистого облика, сменяющие выше по разрезу парчанайскую брекчию и связанные с ней постепенными переходами. По внешнему склону поднятия архейских гнейсов на далдынскую брекчию с резким контактом без следов коры выветривания налегают языки тагамитов спекшейся толщи (см. рис. VIII-1). Перекрывающее налегание тагамитов объясняется тем, что под действием силы тяжести и не утраченной до конца энергии центробежного движения раскаленные массы импактного расплава из спекшейся толщи стекали со склона сингенетичного вала архейских гнейсов в сторону наружной кольцевой депрессии, выполненной отложениями взрывного облака. Внутри тагамитовых языков, налегающих на далдынскую брекчию, встречаются пластично деформированные массы парчанайской брекчии.

Структура далдынской брекчии литовитрокластическая или витролитокластическая. Количество стекловатого компонента колеблется в широких пределах. Основной объем брекчии сложен тонкообломочными (фракции 1—3 мм) продуктами дробления исходных пород мишени и пепловидными частицами стекла. При этом постоянно, хотя и в резко подчиненном значении, встречаются обломки стекол с поперечниками до первых сантиметров и обломки исходных пород размером в первые сантиметры и дециметры. Стекла чистые, свежие, без следов раскристаллизации и гидротермальных изменений. Свежесть стекла (как результат закалочного остывания) и слабая степень консолидации породы указывают, что материал брекчии довольно долго находится в полете и отложился в холодном состоянии. Состав стекол чрезвычайно пестр — от лешательерита до разностей с показателем преломления 1,598—1,600, и все они могут наблюдаться даже в пределах штуфа породы. Среди обломков исходных пород значительную роль играют фрагменты осадочных образований, главным образом юрского и мелового возраста.

В обломках гнейсов из далдынской и парчанайской брекчии отмечаются изменения, отвечающие разным стадиям ударного метаморфизма, следы которого обычно хорошо сохранены в далдынской брекчии, но в значительной степени затушеваны гидротермальной переработкой в парчанайской брекчии. В обломках осадочных пород специфические ударные изменения почти не проявляются, а если и присутствуют, то ограничены слабым или



умеренным воздействием (планарные структуры в кварце и полево шпате).

Положение парчанайской и далдынской брекчий в структуре кратера (покров, завершающий комплекс аллогенных образований) и сравнительно монотонный состав этих образований на больших площадях позволяют рассматривать их как отложения взрывного облака.

### VIII. 3. 5.

#### ТАГАМИТЫ

К тагамитам отнесены лавоподобные стекловатые породы без следов кластической дезинтеграции импактного расплава, содержащие до 10—20% мелких обломков пород мишени, преимущественно архейских гнейсов. Неравномерная пористость, отдельность, окраска и примеси часто выявляют сложное гетерогенное строение тагамитовых масс. Тагамиты являются составным компонентом спекшихся толщ и характеризуются постепенными переходами или резким контактом со стекловато-обломочными или игнибритовидными брекчиями. Резкие контакты всегда несут следы обоюдной пластической деформации пород. Условия залегания и взаимоотношения со стекловато-обломочными и игнибритовидными брекчиями указывают, что тагамиты отлагались совместно с этими образованиями в составе центробежных донных потоков.

Постоянная насыщенность микрообломками гнейсов придает породе псевдопиритовый облик. По степени раскристаллизации стекла тагамиты образуют непрерывную серию от голокристаллических до существенно гялиновых разностей. Микролиты представлены плагиоклазом (иногда со скелетными формами роста), клинопироксеном, биотитом, шпинелью и другими минералами. Наблюдаются реакционные каймы обрастания микролитами клинопироксена обломков кварца. Стекла гетерогенны (вариации показателя преломления и окраски могут отмечаться даже в масштабе шлифа), нередко избирательно раскристаллизованы (эвтакситовая и атакситовая микротекстура раскристаллизации) и обладают теневой обломочной структурой (микроучастки лешательерита и массовой мономинеральной кристаллизации плагиоклаза, клинопироксена, реже шпинели и других минералов). Даже в пределах шлифа можно наблюдать фрагменты лешательерита (температура плавления 1700°С) и свежие обломки кварца и полевого шпата одновременно, что подчеркивает термическую неоднородность тагамитового расплава.

Обилие мелких обломков гнейсов и валовой химизм тагамитов свидетельствуют о том, что эти породы возникли в результате ударного плавления главным образом архейских метаморфитов. В обломках гнейсов наблюдаются разнообразные изменения всех



стадий ударного метаморфизма, но диаплектовые и мономинеральные стекла, как правило, значительно раскристаллизованы, и только специфические текстуры раскристаллизации, свойственные кварцевым (Carstens, 1975) и полевошпатовым (Вальтер, Рябенко, 1977) стеклам, позволяют установить природу таких изменений.

#### VIII. 4.

##### **СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ИМПАКТИТОВ ПО УСЛОВИЯМ ОБРАЗОВАНИЯ**

Предлагаемая классификация (см. схему) построена с использованием как представлений теории ударного кратерообразования, так и сравнительных данных по геологии и расчленению импактитов в сложных метеоритных кратерах. Особо следует остановиться на применении термина зювит. Это понятие было впервые введено для описания стекловато-обломочных отложений взрывного облака в кратере Рис, испытавших полет по баллистическим траекториям. В ходе полета капли и комки расплава испытали аэродинамическую обработку, охладилась и выпали в затвердевшем состоянии (Preuss, 1969). В дальнейшем понятие «зювит» было распространено на импактные брекчии из многих метеоритных кратеров, в том числе и на те, которые отложились в раскаленном состоянии, испытывая контактно-субконтактное перемешивание с другими образованиями в составе центробежных донных потоков. Такие брекчии, по мнению М. Р. Денса (Dense, 1971), называть зювитами не совсем правильно. К зювитам, если в качестве петротипа этих пород рассматривать зювиты Риса, в гигантских сложных кратерах можно относить только отложения взрывного облака. Примерами зювитов могут служить далдынская и парчанайская брекчии, описанные выше. Импактные брекчии, перемещавшиеся в составе центробежных донных потоков, следует рассматривать как отдельную группу образований, для которых мы предлагаем собирательный термин *донные импактные брекчии*.

По признаку нарушенности или ненарушенности исходного залегания пород мишени и продуктов их изменения можно выделить *аутигенную брекчию* пород основания кратера и *аллогенный ударно-метаморфический комплекс*. Линза аутигенной брекчии представлена не испытавшими смещения раздробленными породами основания кратера и в молодых кратерах на поверхности не обнажается. В составе аллогенного ударно-метаморфического комплекса в зависимости от способа перемещения при экскавации кратера можно выделить *отложения центробежных донных потоков* и *отложения взрывного облака (зювиты)*. В основу дальнейшего подразделения донных образований положена степень переработки и перемешивания исходных пород при взры-

Схема классификации импактитов гигантских сложных метеоритных кратеров

Импактиты сложного кратера						
Аутигенные брекчии	Аллогенные брекчии					
Образования зоны пластического течения (деформированные породы основания)	Отложения центробежных донных потоков				Отложения взрывного облака (зювиты)	
	Клиппе- новые брекчии	Мега- брекчии	Туфовидные импактные брекчии		Тагами- ты	Парчанай- ские брекчии
			Существенно-обломочные брекчии	Стекло- вато- обломочные брекчии	Существенно-стекловатые брекчии (игнимбри- то- видные)	

ве. Для наглядности и простоты классификации степень ударных изменений исходных пород оценена двумя основными категориями: *импактное стекло и обломки пород*. В зависимости от крупности последних и соотношения с импактным стеклом выделяются следующие типы отложений центробежных донных потоков, охарактеризованные выше: 1) *клиппеновая брекчия*; 2) *мегабрекчия*; 3) *туфовидные импактные брекчии* и 4) *тагамиты*. Несколько обособленно, занимая промежуточное положение между аутигенными и аллогенными образованиями, но тем не менее в составе последних стоят деформированные породы основания, испытавшие пластичное смещение большой амплитуды без явлений интенсивного перемешивания. Туфовидные импактные брекчии в зависимости от соотношения стекловатого и обломочного компонентов, разделяются на *существенно-обломочные, стекловато-обломочные* и *существенно-стекловатые (игнимбритовидные)* разновидности.

Приведенное расчленение охватывает только основные типы аллогенных донных образований. Перемешивание материала центробежных донных потоков приводит к появлению различных промежуточных разновидностей, в настоящей работе не характеризующихся.

Отложения взрывного облака (зювиты), исходя из особенностей их литологии и условий залегания, можно расчленить на *парчанайскую* и *далдынскую* брекчии. Дальнейшая классификация зювитов нуждается в более детальном изучении этих образований. Динамическое взаимодействие зювитов с донными образованиями во время отложения и после него, а также отсутствие резкой границы между обоими типами транспортировки материала приводят к появлению образований смешанного типа, которые в настоящей работе не характеризуются.



## Глава IX

### УСЛОВИЯ СОХРАННОСТИ КРАТЕРНЫХ МЕТЕОРИТНЫХ СТРУКТУР

Условия сохранности кратерных структур рассматриваются геологами применительно к образованиям вулканического происхождения с начала зарождения вулканологии. С установлением факта совместного существования на планетах земной группы кратерных структур как вулканического, так и космического ударно-взрывного происхождения в планетологии и геологии намечились новые направления их сравнительных исследований (Гинтов и др., 1975; Лучицкий, 1971; Bucher, 1963; и др.).

Повсеместность и множественность развития метеоритных кратеров на разных планетах и возможность их изучения дистанционными методами с космических аппаратов привели к появлению одного из главных методов определения относительного возраста тех или других поверхностей планет по степени их кратерирования. Поэтому особое значение приобрели теоретические концепции, рассматривающие условия разрушения и сохранности кратеров, их денудации, захоронения и последующего вторичного открытия (экзумации) (Hartmann, 1977; King, 1976; Mutch et al., 1976). Так, в историко-геологическом отношении выделяются открытые, погребенные и вторично открытые кратерные метеоритные или вулканические структуры (табл. IX-1). В более крупном плане им отвечают кратерированные поверхности метеоритного или вулканического (вулканические области) происхождения. Открытые структуры расположены в геологических провинциях, которые после возникновения кратера на протяжении последующей истории испытывали преобладающие восходящие тектонические движения. Поэтому кратеры находились и находятся на поверхности Земли, как правило, выше базиса эрозии. Они не перекрывались сколько-нибудь мощными слоистыми, закрепленными в разрезах отложениями. Погребенные структуры определяются по присутствию покрова дочетвертичных отложений. Некоторые погребенные структуры, перекрытые мезозойскими (Болтышская), а иногда палеозойскими (Ильинецкая) отложениями, характеризуются в то же время выходами на поверхность (или под рыхлый четвертичный покров) отдельных своих частей и, следовательно, связаны со следующей по этапности формирования группой вторично открытых структур.

Таблица IX-1

Главные группы открытых, погребенных и вторично открытых (экзгумированных) кратерных метеоритных структур

1. Открытые структуры	2. Погребенные структуры	3. Вторично открытые структуры
<p>(1.1) Хорошей сохранности с первичной кратерной воронкой и насыпным валом</p> <p>(1.2) Средней сохранности с остатками кратерной воронки и иногда кольцевого поднятия коренных пород</p> <p>(1.3) Средней сохранности с остатками разных элементов сложных кратеров (центрального поднятия кольцевой впадины, кольцевых разрывов и др.)</p> <p>(1.4) Плохой сохранности, лишенные первичных, выраженных в рельефе кратерных форм:</p> <p>(1.4.1) С положительными вторичными формами рельефа на месте центрального поднятия, кольцевого поднятия и др.</p> <p>(1.4.2) С отрицательными вторичными формами рельефа, возникшими при разрушении брекчий основания кратера</p>	<p>(2.1) Молодые структуры под покровом мезозойских и кайнозойских отложений</p> <p>(2.2) Древние структуры, в перекрывающий комплекс которых входят палеозойские отложения</p>	<p>(3.1) С остатками покрова, консервирующего первичную кратерную воронку</p> <p>(3.2) С остатками покрова, частично перекрывающего и консервирующего первичную кратерную воронку</p> <p>(3.3) Лишенные консервирующего покрова с остатками разных элементов кратерных структур (центрального поднятия, кольцевой впадины и др.)</p>

Процессы разрушения кратеров на тектонически активной Земле, имеющей гидросферу и атмосферу, проходят быстро в отличных от других планет условиях. Очевидно, что при глубокой денудации вулканических кратеров вскрываются их подстилающие, часто эффектно выраженные корневые системы, включая кольцевые структуры древних кальдер и глубинных камер, а при денудации метеоритных кратеров они должны полностью срезаться. Исключение могут составить проблематичные, едва ли реально существующие, гигантские кратеры с магматическими корнями, индуцированными ударом.

В настоящей работе автор исходит из общих оценок глубин денудационного среза, полученных двумя путями. Так, с одной стороны, использованы сведения из геоморфологических и тектонических исследований разных авторов, затрагивающих эту проблему (Бельский, 1973; Воскресенский, 1968; Милановский, 1968; Растворова, 1973, 1976; Розенберг, 1975; Gilluly et al., 1970). С другой — приводятся результаты собственных исследований автора глубин денудационного среза массивов вулканических пород в орогенных областях, основанные на изучении сохранности первичных вулканических структур, глубины вскрытия их корневых систем, соотношения вулканитов и плутонитов, мощности перекрывающих отложений и др.

Анализ данных геоморфологических и тектонических исследований, базирующихся на подсчетах объемов снесенных пород, изучении мощностей и поверхностей выравнивания, позволяет полагать, что скорость денудации горно-складчатых сооружений фанерозоя меняется в интервале от 1 см/1000 лет до 10 см/1000 лет. Для геологических провинций, отличающихся на тех или других этапах своего развития малыми вертикальными движениями или, напротив, их большим размахом, возможны отклонения от этих значений. Максимально благоприятные условия сохранения метеоритных кратеров создаются при минимальной величине денудации. Беря за основу наименьшую цифру 1 см/1000 лет и обращаясь к работам Р. Болдуина (1968) и Л. Ронки (1968), в которых рассмотрены соотношения диаметров и глубин метеоритных кратеров, мы вправе считать, что средний уровень среза в областях открытого типа за весь кайнозой будет равен 700—1000 м и что за это время должны быть уничтожены кратеры меньше 10—15 км в диаметре, а для кратеров диаметром в 4—5 км будут уничтожены и брекчии основания; соответственно средний уровень среза от начала мезозоя равен примерно 2000—2500 м, за это время исчезнут кратеры диаметром до 30—40 км, для кратеров диаметром порядка 10 км уничтожаются и брекчии основания; средний уровень среза от начала палеозоя, т. е. за весь фанерозой, будет равняться 5000—6000 м. В течение фанерозоя уничтожаются допалеозойские кратеры диаметром менее 100 км.

Глубина среза и степень сохранности вулканических массивов определяются денудационными уровнями, характеризующими от-



крытые орогенные вулканические области. Выделяются пять таких уровней. Первый уровень денудационного среза охватывает вулканические сооружения, практически не разрушенные и мало разрушенные поверхностными процессами. Глубина среза до 100—300 м. Второй уровень среза характеризует вулканические сооружения, сохраняющие элементы первичных положительных форм. Вулканический конус и кратер в значительной степени разрушены. Глубина среза равна в среднем 300—500 м, но может быть увеличена до 1000—2000 м для областей с резким неходным рельефом. Третий уровень среза характеризует области с полностью утраченным вулканическим рельефом. Глубина среза оценивается в 500—1000 м, однако может быть и гораздо большей (до 2000 и 3000 м), если относительные превышения горной страны были значительными. Вулканические области, связанные с третьим уровнем, отличаются преимущественным развитием покровов и появлением встречающихся сравнительно редко корневых частей вулканов. Особенности строения массивов подводящих каналов: преобладание жерловых образований, присутствие брекчий, изломанных и веерообразных текстурных узоров в породах типа туфолов и игнимбритов — свидетельствуют о вскрытии верхних частей вулканических каналов. Четвертый уровень среза — вулканические области с утраченным первичным вулканическим рельефом. Глубина среза от 500—1000 м до 2000—4000 м. В таких областях, наряду с покровами, широко развиты массивы подводящих каналов. Характерно также появление гранитных массивов, вскрытых в апикальной части и обособленных по структуре и условиям залегания от вулканитов. Пятый уровень характеризуется преимущественным развитием корневых частей вулканических сооружений. Глубина среза 2000—5000 м. Здесь присутствуют массивы двух типов: возникшие в подводящих каналах и в камерах промежуточных или периферических очагов. Первые сложены породами вулканического облика, вторые, если это производные расплавов кислого состава, — порфиоровыми породами вулканического облика, а при основном составе — часто полнокристаллическими габбровыми породами. Встречаются\* глубоко вскрытые гранитные массивы.

Две показательные древние вулканические провинции нашей страны: меловая орогенная Охотско-Чукотского пояса и позднепалеозойская, орогенная восточной, юго-восточной части Центрального Казахстана, характеризуются соответственно третьим и четвертым, преимущественно четвертым и иногда пятым уровнями денудационного среза. Первая из этих областей имеет среднюю глубину среза порядка 1000—2000 м, вторая — 2000—3000 м. Поэтому в пределах каждой из них могли сохраниться древние метеоритные кратеры с глубинами, ограниченными этими цифрами, т. е. в Охотско-Чукотском поясе и в прилежащих районах могли сохраниться мезозойские и более древние метеоритные кратеры диаметром 10—15 км, но, как правило, еще большего

Таблица IX-2

Астроблемы и метеоритные кратеры на территории СССР  
(по Масайтису и др., 1978)

№ п/п	Название структуры	Диаметр, км	Ударный метаморфизм	Сохранность кратерной структуры*		Выражение на аэро- снимке	Геологический возраст	Радиологический возраст, млн. лет	Характеристика мишени
				I	II				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Байбасунская (Хатифнатская)**	0,48		(1.2)	+	+	KZ		кислые вулканиты девона
2	Балхашская**	?	+	точечное проявление; маскелинит в керне скважины (?)		+	C <sub>1</sub> (?)		вулканогенные породы нижнего карбона
3	Беенчиме-Салаатинская	8	+	(1.2)	+	+	P <sub>1</sub>		полого залегающие карбонатные кембрийские отложения
4	Болтышская	25	+	(2.1)→(3.1)	+		K <sub>1</sub> K <sub>2</sub> —P <sub>1</sub>	96—105	кристаллические породы Украинского щита
5	Вепрьская	8	+	(2.1)	+		J <sub>2</sub>		полого залегающие отложения девона, кристаллические породы
6	Гусевская	3	+	(2.1)	+		P <sub>1</sub>		складчатый комплекс Б. Донбасса;
7	Жаманшин	10	+	(1.2)	+		N <sub>2</sub>		преимущественно палеогеновые полого залегающие песчано-глинистые отложения
8	Зеленогайская	1,4	+	(2.1)	+		K <sub>1</sub>		кристаллические породы Украинского щита
9	Ильинцевская	4,5	+	(2.2)→(3.1)	+		D	370	то же
10	Каали	0,1	+	(1.1)	+		современный		

\* Приводятся данные о сохранности астроблем и метеоритных кратеров. Цифрами в скобках обозначены условия сохранности по группам, охарактеризованным в табл. IX-1. При этом для некоторых структур дается несколько вариантов условий сохранности в зависимости от разного объяснения их историко-геологического положения и последующей истории. Знаком плюс обозначена вероятность сохранения метеоритной кратерной структуры в этих условиях, знаком минус — неизбежность полной денудации, вопросом — наличие неясных или спорных данных о морфологии структуры, ее историко-геологическом положении и др.

\*\* Добавление автора.



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
11	Калужская	15	+	(2.2)	+		D <sub>2</sub>	400	кристаллические породы фунда- мента Восточно-Европейской платформы; верхнепротерозой- ские и девонские породы чехла складчатый комплекс Донбасса и перекрывающие отложения мезо- зоэя чехол Восточно-Европейской платформы складчатый комплекс Пай-Хоя кристаллические породы фунда- мента Восточно-Европейской платформы, палеозойского чех- ла кристаллические породы фунда- мента Восточно-Европейской платформы, досреднеордовик- ские отложения чехла кристаллические породы фунда- мента Восточно-Европейской платформы, вендские, девон- ские, меловые отложения чехла кристаллические породы фунда- мента Восточно-Европейской платформы; верхний протерозой и палеозой чехла Украин- ского щита и перекрывающие отложения верхнего палеозоя и средней юры кристаллические породы фунда- мента Сибирской платформы; породы чехла
12	Каменская	25	+	(2.1)	+		P <sub>1</sub>		
13	Карлинская	10	+	(2.1)→(3.1)	+		N <sub>1</sub>		
14	Карская	50	+	(2.1)	+		K <sub>2</sub>	57	
15	Курская	5	+	(2.1)	+		T		
16	Кярдла	4	+	(2.2)			O <sub>1</sub>		
17	Логойская	17	+	(2.1)	+		K <sub>2</sub>		
18	Мизарайская	5	+	(2.2)	+		Є		
19	Мишиногорская (Гдовская)	2,5	+	(1.4.1) (1.4.2)	?		D <sub>3</sub>		
20	Оболонская	15	+	(2.1)	+		J <sub>2</sub>		
21	Попигайская	100	+	(1.3)	+		P <sub>3</sub>	38,9	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
22	Пучеж-Катунская	80	+	(2.1)	+		J <sub>1</sub>	183±3	кристаллические породы фунда- мента Восточно-Европейской платформы; породы чехла кристаллические породы Украин- ского щита
23	Ротмистровская	25	+	(2.1)	+		K <sub>2</sub>		
24	Сихотэ-Алинь	наиболь- ший 0,0265		(1.1)	+		современ- ный		
25	Соболевский	0,05		(1.1)	+		современ- ный		
26	Торткульская**	1,7		(1.2)	+		N <sub>1</sub>		складчатый комплекс среднего кембрия
27	Шунакская	3,1	+	(1.2)	+	+	N <sub>1</sub>	3,5±0,5 720—730	вулканиты девона
28	Эльгыгитгыч**	18	+	(1.3)	+	+	N <sub>2</sub>		вулканиты мелового возраста
29	Янисъярви	14	+	(3.3) (1.2) (1.4.2)	+ — —		PR <sub>3</sub>		кристаллические породы Балтий- ского щита

Таблица IX-3  
Выборочный список астроблем на территории Финляндии и Швеции

№ п/п	Название	Диаметр, км	Удар- ный ме- тамор- физм	Сохранность кратерной структуры**		Выра- жение на аэро- снимке	Геоло- гичес- кий возраст	Радиоло- гический возраст, млн. лет	Характеристика мишени
				I	II				
1	Лаппаярви, Финляндия	12—14	+	(3.3) (1.3)	+ —	+	?		кристаллические породы Балтийского щита
2	Мин, Швеция	6	+	(1.2)			?		то же
3	Саксыярви, Финляндия		+	валуны пород со сле- дами ударного метамор- физма. Обнажений нет	?			?	»
4	Сильян, Швеция	44	+	(1.3) (1.4.1)			PZ <sub>2</sub>		кристаллические породы Балтийского щита и покров ордовикских и силу- рийских пород

\*\* См. примечание в табл. IX-2.



диаметра — до 20—30 км; в пределах же палеозоид восточной части Центрального Казахстана после денудации за мезозой и кайнозой могли уцелеть большие древние метеоритные кратеры диаметром больше 30 км.

К настоящему времени трудами многих ученых собран разнообразный материал по предполагаемым метеоритным структурам Евразии, Америки, Африки и Австралии. В настоящей работе рассматриваются такие структуры, развитые на территории нашей страны (табл. IX-2), Финляндии и Швеции (табл. IX-3) и Северной Америки в США и Канаде (табл. IX-4). К сравнительному анализу привлечены данные о 70 кратерных структурах, что обеспечивает широту охвата проблемы и возможность получения объективной общей картины при естественном в подобной ситуации некотором схематизме описания.

## IX. 1.

### ОТКРЫТЫЕ КРАТЕРНЫЕ МЕТЕОРИТНЫЕ СТРУКТУРЫ

Открытые кратерные структуры представляют собой основную и наиболее важную в методическом отношении группу, в которой хорошо выражены главные морфологические черты ударно-взрывных космогенных образований: первичная воронка округлой чашеобразной формы в простых кратерах<sup>1</sup>; первичная впадина с центральным поднятием в сложных кратерах; кольцевой насыпной вал, сложенный выброшенным материалом; кольцевой цокольный вал, состоящий из коренных пород, подстилающих насыпной вал; кольцевое поднятие, располагающееся между центральным поднятием и кольцевым валом; внешняя кольцевая впадина, располагающаяся за кольцевым валом; кольцевые разломы; аутигенные брекчии и брекчии фундамента кратера; аллогенные брекчии; покровы и секущие тела расплавленных пород; кратерные послеударные отложения.

#### IX. 1. 1.

##### КРАТЕРНЫЕ СТРУКТУРЫ ХОРОШЕЙ СОХРАННОСТИ

Открытые кратерные структуры хорошей сохранности, современные или новейшие по времени образования, представлены кратерными ямами, малыми и простыми метеоритными кратерами.

<sup>1</sup> Метеоритные кратеры и астроблемы делятся по размерам и форме на четыре основных класса: метеоритные ямы и малые метеоритные кратеры размером от нескольких метров до десятков метров; простые кратеры чашеобразной формы диаметром 2—4 км; сложные кратеры с центральным поднятием диаметром до 30 км; сложные кратеры с центральным поднятием и кольцевыми структурными элементами диаметром более 30 км (Dence et al., 1977).

Таблица IX-4

Выборочный список астроблем и метеоритных кратеров на территории Северной Америки

№ п/п	Название	Диаметр, км	Ударный метаморфизм	Сохранность кратерной структуры*		Выражение на аэро- снимке	Геологический возраст	Радиологический возраст, млн. лет	Характеристика мишени
				I	II				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Аризонский, Аризона, США	1,2	+	(1.1)	+	+		0,02—0,03	полого залегающие пермские отложения
2	Брент, Онтарио, Канада	3,5	+	(3.1)	+	+	PZ <sub>1</sub> ; O <sub>2</sub>	450±40	кристаллические породы Канадского щита
3	Вест Хоук, Манитоба, Канада	3	+	(3.1)	+	+		150±50	то же
4	Гау, Саскачеван, Канада	4	+	(3.3) (1.3)	+—	+		100 (ср. с Дип Бэй)	»
5	Дип Бэй, Саскачеван, Канада	9	+	(3.2)	+	+		100±50	»
6	Декатервилл, Миссури, США	6	+	(1.3)	+		после K		полого залегающие отложения ордовика, силура
7	Иль-Руло, Квебек, Канада	1	+	(1.4)	+		KZ		кристаллические породы Канадского щита
8	Карсвелл, Саскачеван, Канада	30	+	(3.3) (1.4.1)	+—			485±50	кристаллические породы Канадского щита и перекрывающие отложения верхнего протерозоя
9	Кентленд, Индиана, США	6,5	+	(2.2)	?		?		полого залегающие отложения палеозоя
10	Восточный Клируотер, Квебек, Канада	14,5	+	(3.3) (1.3) (1.4.2)	+—	+		285±30 300±25	кристаллические породы Канадского щита и перекрывающие известняки

\* См. примечание в табл. IX-2.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
11	Западный Клируотер, Квебек, Канада	25	+	(3.3) (1.3) (1.4.2)	+—	+		285±30 300±25	кристаллические породы Канадского щита и перекрывающие известняки
12	Крукид Крик, Миссури, США	5	+						
13	Кутюр, Квебек, Канада	10	+	(3.3) (1.2) (1.4.2)	+—	+		300±150 350±100	кристаллические породы Канадского щита
14	Маникуаган, Квебек, Канада	65	+	(1.3) (3.3)	++	+		210±4	кристаллические породы Канадского щита и перекрывающий покров известняков нижнего палеозоя
15	Меревезер, Лабрадор, Канада	0,198		(1.1)	+	+	современный		кристаллические породы Канадского щита
16	Мистастин, Лабрадор, Канада	20	+	(1.3) (3.3)	++			202±25 или 40	то же
17	Никольсон, Канада	12,5	+	(3.3) (1.3)	+—			300±150 350±100	»
18	Нью-Квебек, Квебек, Канада	3		(1.2)	+	+		0,15±0,1	»
19	Одесса, Техас, США	0,168 (наибольш.)	+	(1.1)	+		современный		полого залегающие меловые отложения
20	Пайлот, Канада	5	+	(3.3) (1.2) (1.4.2)	+—			300±150 350±100	кристаллические породы Канадского щита
21	Савоноски, Аляска, США	0,510		(1.2)	+		KZ		юрские породы
22	Садбери, Онтарио, Канада	100	+	(3.3) (1.4.1) (1.4.2)	?—			1700±200	кристаллические породы Канадского щита
23	Сьерра-Мадера, Техас, США	12	+	(1.4.1) (1.4.2)	++		K <sub>2</sub>		полого залегающие пермские отложения
24	Сент-Мартин, Манитоба, Канада	24 или 12—15	+	(1.4.1) (1.4.2)	++			225±25	кристаллические породы докембрия; покров палеозойских и триасовых отложений

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
25	Серпент Маунд, Огайо, США	6,3	+	(1.3)			?		палеозойские породы
26	Ситилемекат, Аляска, США	12,4		(1.2)	+	+	Q		
27	Скелетон, Онтарио, Канада	4		(3.2)	+		PZ <sub>1</sub>		кристаллические породы Канадского щита
28	Слейт, оз. Верхнее, Канада	30	+	(3.3) (1.3)	+—		PZ <sub>2</sub>		то же
29	Стин Ривер Альберта, Канада	13,5	+					95±7	
30	Уанапитей, Онтарио, Канада	8,5	+	(3.3) (1.2) (1.4.2)	+—	+		300±150	»
31	Уэллс Крик, Теннесси, США	13,5	+	(1.3)	+			100	палеозой чехла Северо-Американской платформы
32	Уэтампка, Алабама, США	6,5	+	(1.4.1)	?		K <sub>2</sub>		кристаллические породы докембрия и перекрывающие меловые отложения
33	Флинн Крик, Теннесси, США	3,8	+	(3.2) (3.3)	++		D <sub>3</sub>	360	полого залегающие отложения девона; мелкое море
34	Хэвиленд, Канзас, США	0,011— —0,017		(1.2)	+		современный		
35	Хогтон, о. Девон, Канада	35	+	(3.3)	+		KZ		полого залегающие отложения ордовика (и силура)
36	Холефорд, Онтарио, Канада	2	+	(3.1) (3.3)	+—			550±50 350±25	кристаллические породы Канадского щита
37	Шарлевуа, Квебек, Канада	35	+	(1.3)				380±40	кристаллические породы окраины Канадского щита и перекрывающие отложения ордовика



В рассматриваемую группу входят Сихотэ-Алиньское метеоритное поле, где имеются 24 кратерные ямы, самая крупная диаметром 26 м, Соболевский кратер, также находящийся в Сихотэ-Алине, и метеоритное поле Каали (самый крупный кратер — диаметром 110 м) в Эстонской ССР. Характерные черты кратеров хорошей сохранности наблюдаются в Соболевском кратере, описанном Л. П. Хряниной (1978). В этом кратере диаметром 0,05 км сохранился насыпной вал высотой до 10 м, сложенный аллогенной брекчией. Покров брекчии заходит на 50 м вверх по склону долины и образует вне кратера отдельные поля выбросов.

На территории Северной Америки, в США и Канаде хорошо сохранившиеся метеоритные образования представлены кратерами Аризонским (King, 1976), Меревезер (Meen, 1957), Одесса (King, 1976; Dence et al., 1977). Особенно хорошо изучен Аризонский кратер (рис. IX-1), расположенный в полого залегающих пермских отложениях и выраженный глубокой (более 170 м) впадиной, имеющей в плане форму квадрата с закругленными углами и поперечником около 1,2 км. Высота вала от 30 до 60 м над окружающей равниной. Наиболее возвышенная гребневидная часть вала выражена приподнятыми, изогнутыми слоями пермских пород, падающих в стороны от кратера, на них налегают аллогенные брекчии, среди которых обнаружены «бомбы» импактного стекла.

### IX.1.2.

#### КРАТЕРНЫЕ СТРУКТУРЫ СРЕДНЕЙ СОХРАННОСТИ (ПРОСТЫЕ КРАТЕРЫ)

Известные кратерные структуры средней сохранности простой чашеобразной формы имеют кайнозойский возраст. К этому типу относятся находящиеся в Центральном Казахстане структуры Шунак (см. гл. IV), Байбасунская<sup>1</sup> и Торткульская (Борисенко, Левин, 1977). Две первые структуры расположены в полях полого залегающих кислых вулканитов нижнего — среднего девона и обладают сходными морфологическими особенностями. Кратеры отличаются изометричной, почти круглой формой в плане. Их плоские впадины окружаются хорошо сохранившимся, хотя и частично размытым валом, сложенным коренными породами, возвышающимся над окружающей равниной. Высота вала Шунака меняется от 80 до 280 м. Высота вала Байбасунской структуры до 30—35 м. Ширина вала в наиболее приподнятых участках невелика и достигает нескольких десятков метров.

<sup>1</sup> Байбасунская структура, изучавшаяся В. Г. Тихомировым, В. Н. Завражновым, А. М. Курчавовым, Т. О. Федоровым, находится на Сарысу-Тенизском водоразделе к северу от г. Теректы.

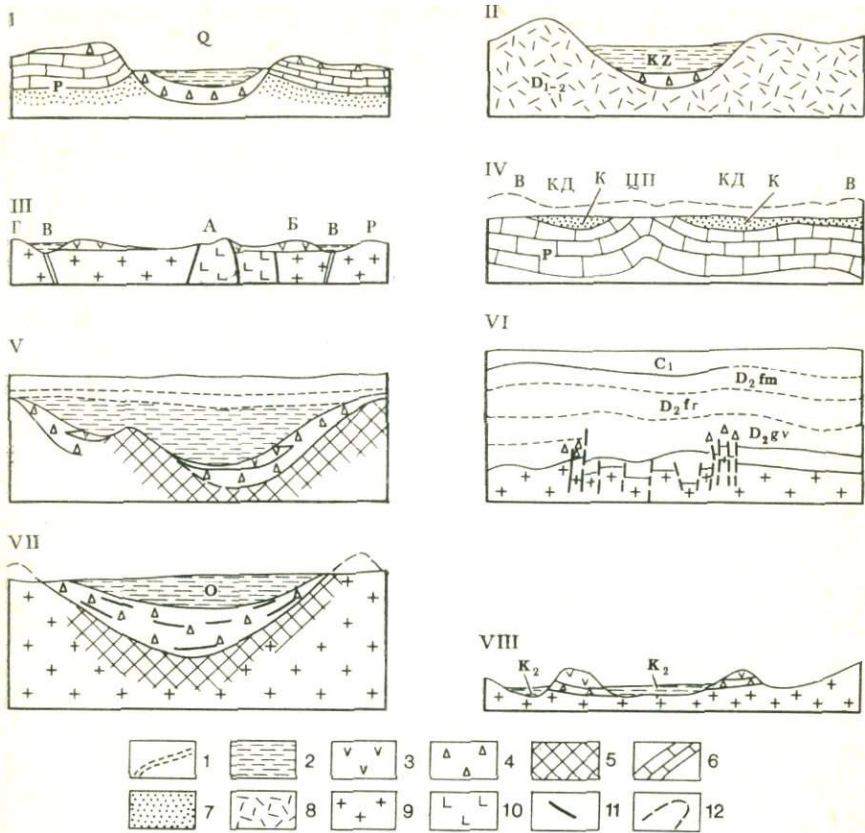


Рис. IX-1. Открытые, погребенные и вторично открытые кратерные метеоритные структуры разной сохранности.

1 — породы перекрывающего комплекса, 2 — породы заполняющего комплекса, 3 — расплавные импактиты, 4 — обломочные импактиты, 5 — аутигенные брекчи, переходящие в зону дробления, 6—10 — породы мишени (6 — карбонатные, 7 — пески и песчаники, 8 — вулканогенные, 9 — гнейсы и граниты, 10 — анортозиты), 11 — разрывные нарушения, 12 — эродированные части структур. I — Аризона, США (I.1); возраст 0,02—0,03 млн. лет, диаметр 1,2 км, глубина 0,35 км (по Mutch et al., 1976); II — Шунак, СССР (I.2); возраст  $N_1$ , диаметр 2,5 км, глубина 0,6 км (см. гл. IV); III — Маникуаган, Канада (I.3); возраст  $210 \pm 4$  млн. лет, диаметр 65 км (по Flanagan et al., 1978); А — центральный район, Б — внутреннее плато, В — периферический кольцевой трог, Г — внешняя зона; IV — Сьерра-Мадера, США (I.4.1) (I.4.2); возраст  $K_2$ , диаметр 12 км (по Howard et al., 1972); В — вал, КД — кольцевая депрессия, ЦП — центральное поднятие; V — Болтышская, СССР (2.1—3.1); возраст 96—105 млн. лет, диаметр 25 км, глубина 0,8—1,0 км (по Юрк и др., 1975); VI — Калужская, СССР (2.2); возраст 400 млн. лет, диаметр 15 км, глубина 0,4—0,5 км, мощность перекрывающего комплекса около 1 км (по Петрову, 1970); VII — Brent, Канада (3.1); возраст  $450 \pm 40$  млн. лет, диаметр 3,5 км, глубина 0,75—0,8 км (по Grieve et al., 1977); VIII — Западный Клируотер, Канада (3.3); возраст  $285 \pm 30$  млн. лет, диаметр 25 км (по Phippey et al., 1977).

Все разрезы схематизированы

В первичных воронках кратеров залегают кайнозойские песчано-глинистые отложения. Их мощность в сохранившейся воронке Шунака 210–240 м. Мощность аллогенных брекчий 100 м. Следовательно, общая глубина воронки достигала 600 м. Мощность кайнозойских отложений в Торткульской воронке до 200 м (Борисенко, Левин, 1977). Эти цифры согласуются с расчетными соотношениями, анализируя которые можно прийти к выводу о том, что высота насыпного вала Шунака была не менее 100 м, а для Торткуля — порядка 60 м. Высоты уничтоженных насыпных валов отвечают величине наименьшей денудации. Максимальная же ее величина в районе Шунака не менее 250–300 м. В Байбасунской и Торткульской структурах не обнаружены породы, испытавшие ударный метаморфизм, и их метеоритная природа менее достоверна, чем в Шунаке и других структурах, включенных в рассматриваемую группу. В то же время, сравнительный морфо-структурный и геологический материал подтверждает важность их изучения и перспективность дальнейших исследований.

На территории Северной Америки к простым кратерам средней сохранности мы относим Нью Квебек («Cat. terr. crat. struct.», 1972; Dent, 1973; King, 1976), Савоноски (French et al., 1972) и условно Ситилеменкат (Cannon, 1977; Patton, Miller, 1978). Кратеры Нью Квебек и Савоноски по морфологическим чертам хорошо сопоставляются с казахстанскими кратерами. Они точно так же характеризуются округлой, резко проявленной в рельефе формой, четко выраженным, хотя местами и денудированным валом коренных пород. Так у кратера Нью Квебек средняя высота вала 100 м. Глубина озера, по которой можно судить о глубине первичной воронки, 250 м (до 396, по другим данным). Таким образом, этот кратер, испытавший в четвертичном периоде ледниковую эрозию, имеет примерно такие же параметры, как и Шунак, существовавший в совсем другой палеогеографической обстановке континента и усыхающих солоноватых озер. Нью Квебек и Савоноски, как и казахстанские кратеры, упоминавшиеся выше, лишены следов ударного метаморфизма, но приведенные аналоги являются дополнительным материалом, позволяющим приблизиться к решению вопроса об их генезисе.

### IX. 1. 3.

#### КРАТЕРНЫЕ СТРУКТУРЫ СРЕДНЕЙ СОХРАННОСТИ (СЛОЖНЫЕ КРАТЕРЫ)

Структуры средней сохранности с остатками разных элементов сложных кратеров представлены крупными астроблемами, возникшими в кайнозое и мезозое. На территории СССР к этой группе относятся Попигаевская и Эльгыгитгынская структура. Попигаевский метеоритный кратер, находящийся в северной ча-



сти Анабарского массива (Масайтис и др., 1975), выражен в рельефе впадины диаметром около 75 км, в которой залегают четвертичные отложения. Котловина окружена увальным плато, на склонах которого встречаются уступы высотой до 200 м. Относительные превышения рельефа между всхолмленной частью района и дном котловины 150—200 м. Особенно эффектно выражены вертикальные обрывы высотой до 30—40 м и протяженностью более 1 км, сложенные аллогенными брекчиями и покровами массивных импактитов. По мнению В. Л. Масайтиса, высота кольцевого насыпного вала была незначительной. Вал не сохранился. Его отсутствие при общих больших размерах кратера и сохранившихся остатках выбросов аллогенных брекчий, а также покровов полого залегающих импактитов нужно расценивать как несколько необычную черту строения Пошигайского кратера.

Кратер Эльгыгытгын на Чукотке (см. гл. V) хорошо выражен на космических снимках (Dietz, McHone, 1976) и на местности. Е. П. Гуров и др. (1978) дают такое описание его морфологии: «На фоне низкогорного рельефа, интенсивно расчлененного современной гидросетью, резко выделяется впадина оз. Эльгыгытгын. В плане впадина имеет правильную округлую форму с диаметром по гребню кольцевого поднятия 17—18 км. Дно котловины диаметром 14—15 км занято озером глубиной до 170 м и выполнено озерными террасовыми отложениями; поверхности террас наклонены под углом 2—3° к озеру. Края кратерной воронки образованы кольцевым поднятием коренных пород, возвышающихся над дном озерной котловины на 200—400 м» (с. 1407). Таким образом, впадина резко паложена на современный рельеф и представляет собой явное новообразование. Насыпной вал не сохранился, но переотложенные импактиты развиты в разрезе озерных террас. Особенности выражения кратера Эльгыгытгын в рельефе, а также и то, что мишенью явились пологие покровы вулканических пород, позволяют сравнивать его с описанными выше простыми кратерами Казахстана, но под водой озера по геофизическим наблюдениям, проведенным А. И. Дабижей, устанавливается центральное поднятие (см. гл. V).

На Балтийском щите в Швеции находится уникальная по своему образу геологического строения астроблема Сильян (Svensson, 1971). Она представляет собой огромное, диаметром до 44 км, кольцо толщиной от 1—2 до 7—8 км, сложенное измененными, деформированными, превращенными в сложную мегабрекчию отложениями ордовика и, очевидно, силура. Центр кольца занимает поднятие, в котором выступают метаморфические и гранитные докембрийские породы. Возраст структуры позднесилурийский или более поздний. Соображения об условиях сохранения Сильяна рассмотрены далее в связи с Яннсьярви и Лаппярви — другими структурами Балтийского щита.

В Северной Америке на территории Канады и США к рассматриваемой группе структур средней сохранности относятся

Декатервилл, Маникуаган, Мистастин, Уэллс Крик. Декатервилл, по Т. Оффилду и Х. Пону (Offield, Pohn, 1977), срезан менее чем на 50 м. Мишенью при метеоритном ударе оказались горизонтально лежащие слои ордовикских (и силурийских) и кембрийских пород. На первичной ударной поверхности ордовикских доломитов лежат аллогенные брекчии — экзотические кембрийские глыбы. В структуре обнажены слои, лежащие стратиграфически на 50 м ниже фиксированной этими глыбами первичной поверхности. Кратерная полость диаметром 3100 м и глубиной 550 м сразу после удара была закрыта центральным поднятием. Огромная структура Канадского щита — Маникуаган диаметром 65 км (см. рис. IX-1) — характеризуется, по Р. Флорану и М. Денсу (Floran, Dense, 1976), глубоким срезом. В ней сохранился обширный покров импактитов мощностью до 230 м, но первоначальная мощность была гораздо больше. Кратерная структура Мистастин хорошо выражена в рельефе и имеет, вероятнее всего, сравнительно молодой (40 млн. лет) возраст (Phinpeu, Simonds, 1977). Она представлена округлой впадиной в кристаллических породах Канадского щита, заполненной озером. Эта впадина окружена прерывистым валом коренных пород высотой до 150 м. В центре озера имеются острова, рассматриваемые как части центрального поднятия.

#### IX. 1. 4.

#### КРАТЕРНЫЕ СТРУКТУРЫ ПЛОХОЙ СОХРАННОСТИ

Группа кратерных структур плохой сохранности включает образования кайнозойского, мезозойского и палеозойского возраста. К этой группе следует относить Мишиногорскую структуру (Масайтис, 1975), располагающуюся на склоне Балтийского щита. Она характеризуется выходами деформированных пород допалеозоя, кембрия, ордовика и среднего девона, окруженными полями спокойно залегающих девонских отложений. Возраст структуры позднедевонский. Она включается в группу открытых структур, так как после позднего девона, и особенно в позднем палеозое, давшая геологическая провинция испытывала нарастающие поднятия (Ханн, 1977), являясь областью сноса и континентального осадконакопления. Отсутствовали и отложения мезозоя. По В. Л. Масайтису (1975), Мишиногорская астроблема выражена впадиной в породах фундамента и чехла диаметром 2,5 км и глубиной около 700 м, заполненной гигантской аллогенной брекчией. Поскольку небольшой открытый палеозойский кратер должен бы быть полностью денудирован, объяснить факт сохранности астроблемы можно только сделав вывод о ее гораздо большем начальном размере.

На территории Северной Америки в Канаде и США к струк-



турам плохой сохранности мы относим структуры Иль-Руло, Сьерра-Мадера, Сент-Мартин и Уэтампка. Структура Иль-Руло на Канадском щите (Cady et al., 1976) представляет собой изометричный по очертаниям, необнаженный в центральной части остров на оз. Мистиссини. В его береговых обрывах вскрыты нарушенные породы, заключающие конусы разрушения. Округлая форма острова, расположение выходов измененных пород, присутствие брекчий и конусов разрушения служат критерием выделения астроблемы. Поверхностная часть астроблемы Сьерра-Мадера (см. рис. IX-1), по К. Ховарду и др. (Howard et al., 1972), не сохранилась. Глубина среза достигает, очевидно, 1000 м. Однако здесь хорошо выражены центральное поднятие, кольцевая депрессия, окружающая поднятие, и внешний кольцевой вал. Центральное поднятие характеризуется крутым нарушенным залеганием пермских отложений, тогда как в остальной части структуры они лежат почти горизонтально. Структура Сент-Мартин, находящаяся на юго-западном склоне Канадского щита («Cat. terr. stater. struct.», 1972), перекрыта четвертичными отложениями и плохо сохранила свой первичный кратерный рельеф. В структуре Уэтампка (Neathery et al., 1976), имеющей диаметр 6,5 км, хорошо представлен кольцевой вал, сложенный кристаллическим докембрием. Вал окружается меловыми отложениями. В центре структуры обнажаются брекчии перемешанных меловых и докембрийских пород. Вероятнее всего, кольцевой вал имеет вторичное выражение в рельефе как комплекс плотных, не поддающихся разрушению пород. С тем, чтобы объяснить возможность сохранения открытой мезозойской астроблемы сравнительно небольших размеров, нужно считать, что ее первоначальный диаметр был гораздо больше (не менее 10—15 км).

При рассмотрении кратерных метеоритных структур следует иметь в виду, что отрицательными формами в рельефе могут характеризоваться разные образования. Главное значение имеют первичные кратерные впадины. От них отличаются депрессии вторичного происхождения, возникающие после денудации первичных кратеров в результате разрушения брекчированных пород, развитых в их днищах. К вторичным отрицательным формам можно, вероятно, отнести кольцевую депрессию Сьерра-Мадера, к положительным — уже упоминавшийся вал структуры Уэтампка.

## IX. 2.

### ПОГРЕБЕННЫЕ КРАТЕРНЫЕ МЕТЕОРИТНЫЕ СТРУКТУРЫ

Все погребенные кратерные структуры (кроме структуры Кетленд в США) описаны на территории СССР. Среди них различаются молодые послепалеозойские образования, скрытые под мезозойскими и кайнозойскими отложениями, и древние допалео-



зойские и палеозойские образования, в заполняющий и перекрывающий комплексы которых входит и палеозой. Эти два комплекса, выделяемые В. Л. Масайтисом (1977), составляют консервирующий покров, сохраняющий первичные кратерные формы.

### *IX. 2. 1.*

#### МОЛОДЫЕ (ПОСЛЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ) СТРУКТУРЫ

Группа молодых структур представлена Болтышской (Вальтер, Рябенко, 1977; Гуров, Вальтер, 1977), Вепрайской (Мотуза, Гайлюс, 1978), Гусевской, Каменской (Масайтис, 1975), Зеленогайской (Вальтер, Рябенко, 1977), Карской (Масайтис, 1975; Осолодков и др., 1975), Карлинской, Оболонской, Ротмистровской (Масайтис и др., 1976), Курской (Масайтис, 1975), Логойской (Веретенников и др., 1979), Пучеж-Катуньской (Масайтис, 1975; Фирсов, 1965) астроблемами.

В Болтышском метеоритном кратере, находящемся на Украинском щите (см. рис. IX-1), интересные нас особенности его строения рисуются следующим образом. Кратерная впадина диаметром 20—22 км, глубиной до 800—1000 м выполнена меловыми и палеогеновыми отложениями, которые, в свою очередь, перекрыты повсеместно распространенным в этом районе комплексом кайнозойских отложений мощностью порядка 100 м. Аллогенные брекчии за пределами кратерной впадины выходят на поверхность и встречены на расстоянии до 25 км от центра кратера. Первичный насыпной вал (его максимальная расчетная высота, по Е. П. Гурову и А. А. Вальтеру, 660 м) не сохранился. Корни вала, представляющие цокольное поднятие измененных пород, окружают кратер, образуя кольцо шириной 4—5 км. Во впадине сохранилось центральное поднятие с относительной высотой над основанием около 500 м. Таким образом, степень денудации Болтышского кратера невелика и подчеркивается хорошей сохранностью отложений взрывных брекчий. Но шестисотметровый насыпной вал подвергся, по-видимому, более сильной избирательной денудации. К Болтышской астроблеме близки по возрасту и геологическому положению Зеленогайская и Ротмистровская астроблемы.

Гусевская и Каменская астроблемы возникли, по-видимому, при падении частей одного расколовшегося метеорита (Масайтис, 1975). Мощность перекрывающих отложений верхнего мела — палеоцена 200—300 м. В более крупной Каменской структуре фиксируется центральное поднятие с амплитудой около 400 м.

Карская структура (см. гл. VI) представляет собой обширную депрессию, перекрытую четвертичными, третичными и верхнемеловыми отложениями. Третичные отложения и верхний мел рассматриваются как заполняющий комплекс, а четвертичные — перекрывающий. Лишь в отдельных участках в центре и по пери-

ферии выступают коренные породы, представленные импактитами и образованиями, испытавшими ударный метаморфизм. По В. Л. Масайтису (1975), в ней выделяется центральное поднятие с поперечником вблизи поверхности 7—8 км. Д. Г. Осолодков и др. (1975) полагают, что Карская структура — вулканотектоническая депрессия или кальдера щитового вулкана, выполненная разрушенными вулканогенно-осадочными породами, и по геофизическим данным определяют ее глубину в 8—10 км на севере и 1,5—2 км на юге.

Пологая впадина Карлинского метеоритного кратера (Масайтис и др., 1976) в толще полого лежащих отложений карбона и перми выполнена брекчиями мощностью до 500 м, которые на краю впадины перекрывают и мезозойские отложения. Астроблема частично открыта. Первичный кольцевой вал, высота которого должна была равняться примерно 400 м, отсутствует. Расчетная глубина взрывного кратера диаметром 10 км равна 1200 м. Поэтому можно полагать, что эта структура была срезана на несколько сотен метров.

Огромная Пучеж-Катунская структура диаметром 80 км выражена сглаженной пологой воронкой, ее склоны наклонены внутрь под углом 1—2°, местами до 3°. Глубина воронки около 600 м. Она выполнена взрывной брекчией, в составе которой, наряду с глыбами палеозойских и триасовых пород, выделяются крупные блоки и обломки гнейсов. Структура расположена в чехле Восточно-Европейской платформы мощностью около 2 км, но присутствие гнейсовой брекчин указывает на ее продолжение по вертикали на глубину в породы фундамента. Над остатками кратерной воронки, перекрывая брекчированные и иногда смятые в складки породы, располагается пологая синклиналь, сложенная средней юрой и мелом. Мощность отложений в ее центре равна 400 м. Под кратерной воронкой в рельефе фундамента намечается выступ высотой до 2 км, вероятно, представляющий собой центральное поднятие. Образования кольцевого вала не сохранились. Пучеж-Катунская астроблема, очевидно, сильно денудирована. Ее размер по вертикали, по имеющимся материалам, определяется примерно в 2000 м, тогда как начальная глубина кратера, по расчетным данным, могла равняться 4000—5000 м.

## IX. 2. 2.

### ДРЕВНИЕ (ПАЛЕОЗОЙСКИЕ) СТРУКТУРЫ

Древние погребенные структуры представлены Ильинецкой (Вальтер, Рябенко, 1977; Михайлова и др., 1978), Калужской (Масайтис, 1975), Кярдла (Кала и др., 1978), Мизарайской (Мотуза, Гайлюс, 1978), и все расположены на Восточно-Европейской платформе. Первая из них частично перекрыта девонскими отложениями мощностью около 800 м. Ниже по разрезу в кратерной впадине залегают аллогенные брекчин и эффузивоподобные по-



роды, относимые к импактитам. Сохранилась и часть центрального поднятия. Структура денудирована, сглажена и покрывается неогеновыми и четвертичными отложениями, из-под которых по южному обрамлению местами выступают выходы импактитов.

Калужская структура (см. рис. IX-1) характеризуется сложными и по-разному представляемыми чертами строения. В. Л. Масайтис (1975) дает такое описание: «Калужская астроблема... погребена под слоями верхнего девона и нижнего карбона общей мощностью около 800 м. Это округлая впадина глубиной в несколько сотен метров, прослеживаемая в кристаллическом фундаменте и перекрывающих его горизонтально залегающих песчаниках и глинах валдайской серии верхнего протерозоя и песчаниках, алевролитах, мергелях среднего девона, которые интенсивно деформированы по ее периферии. Аллогенная брекчия с обломками осадочных и кристаллических пород образует вал, возвышающийся на 300 м над днищем впадины, и на 150—200 м над первоначальной поверхностью отложений среднего девона. Далее в стороны от вала аллогенная брекчия перекрывает недеформированные породы валдайской серии и среднего девона. Впадина заполнена аллогенной брекжией и зювитами мощностью не менее 90 м» (с. 58—59). В работах В. Г. Петрова (1969, 1970, 1971) мы находим существенно другие данные о Калужской структуре. Он указывает, что вал имеет двухъярусное строение и образован выступами фундамента с амплитудой от 70 до 300 м и шириной 2—3 км и перекрывающими осадочными отложениями, причем его ширина по кровле упинского горизонта нижнего карбона 5—7 км. Вал, таким образом, сложен коренными отложениями, а не насыпными образованиями. Однородные отложения с внешней стороны этого вала, на валу и в центре депрессии имеют одинаковый литологический состав. Особенно важная черта строения структуры, по В. Г. Петрову, состоит в том, что она выражена в фундаменте и во всех членах разреза чехла (мощность 1500 м) — от вендских до четвертичных. Заметим, что подобные структурные особенности действительно несвойственны погребенным метеоритным кратерам, поскольку перекрывающий их чехол тектонически пассивен, не имеет отраженных форм и лишь облекает подстилающие образования. Необходимы новые исследования для полного изучения Калужской структуры.

\* \* \*

Таким образом, погребенные кратерные структуры Восточно-Европейской платформы характеризуются разнообразными, но во многом общими чертами строения, возникшими при их денудации и захоронении. Прежде всего, в результате денудации обычно уничтожается кольцевой насыпной вал (Болтышская, Карлинская, Пучеж-Катунская, Ильинецкая структуры). Фрагменты докольцевого вала в некоторых случаях сохраняются (Болтышская струк-



тура). Края первичной воронки сглаживаются и выравниваются. Кольцевой вал, природа которого не вполне ясна, сохранился в Калужской структуре. Сложное строение, по данным Э. А. Кала и др. (1978), имеет вал (высота 250 м), сохранившийся в древней структуре Кярдла. Он сложен кристаллическими породами, глыбами и валунами кристаллических пород, сцементированными мелкообломочным, глинистым и карбонатным веществом. Центральное поднятие, в отличие от вала, обычно сохраняется. Это объясняется или быстрым засыпанием кратерной воронки, или длительностью формирования поднятия. В отношении глубины денудационного среза можно высказать самые условные суждения. Приближенные расчеты для Карлинской неогеновой и Пучеж-Катунской юрской структур, основанные на рассмотрении отношений диаметров и глубин первичных кратеров, показывают, что глубина среза меняется соответственно для первой и второй от 400—500 до 1000—2000 м.

### **IX. 3.**

#### **ВТОРИЧНО ОТКРЫТЫЕ (ЭКСГУМИРОВАННЫЕ) КРАТЕРНЫЕ МЕТЕОРИТНЫЕ СТРУКТУРЫ**

В группе вторично открытых кратерных структур выделяются три подгруппы. В первую включены древние кратеры, сохранившие остатки хорошо выраженного консервирующего покрова, залегающего непосредственно в первичной кратерной воронке; это канадские кратеры — Брент, Холефорд, Вест Хоук. Ко второй отнесены кратеры с фрагментами гораздо менее представительного консервирующего покрова, частично перекрывающего кратерную впадину: кратеры Канады и США — Дип Бэй, Флинн Крик и Скелетон. Третья подгруппа объединяет кратерные структуры, лишенные консервирующего покрова, т. е. наиболее разрушенные кратеры с фрагментами тех или других элементов древних метеоритных структур, это канадские астроблемы Гау, Восточный Клируотер, Западный Клируотер, Карсвелл, Кутюр, Никольсон, Пайлот, Садбери, Слейт, Уанапитей, Шарлевуа и астроблемы Балтийского щита в СССР и Финляндии — Янисъярви и Лаппаярви.

#### *IX. 3. 1.*

##### **СТРУКТУРЫ С ОСТАТКАМИ ПОКРОВА, КОНСЕРВИРУЮЩЕГО ПЕРВИЧНУЮ КРАТЕРНУЮ ВОРОНКУ**

Древний метеоритный кратер Брент (см. рис. IX-1) (King, 1976; Grieve et al., 1977; Phinney, Simonds, 1977) выражен в рельефе округлой впадиной, отметки которой на 75—90 м ниже окружающих холмов. Кольцевой вал денудирован. В кратерной воронке (ее глубина до 600 м) над взрывными брекчиями залегают тол-

ща послеударных ордовикских пород мощностью до 270 м. На Брент похожа структура Холефорд («Cat. terr. crat. struct.», 1972), представляющая депрессию глубиной до 30 м без четко выраженного кольцевого вала. Первичная впадина перекрыта известняками ордовика мощностью 60 см. Вест Хоук (Short, 1970) представляет собой сравнительно молодую мезозойскую астроблему. На его месте расположено озеро изометричной формы глубиной до 105 м. Кольцевой вал уничтожен. Комплекс консервирующих отложений имеет мощность 90 м, а ниже по разрезу залегают взрывные брекчии мощностью 330 м, выполняющие кратерную впадину. По реконструкциям и расчетам Н. Шорта (Short, 1970a), глубина среза первичной кратерной структуры 150 м. Очевидно, что впадины в рельефе у описанных структур имеют сложное вторичное происхождение. Они унаследованы от первичных и возникли над кратерами после их вскрытия.

### IX. 3. 2.

#### СТРУКТУРЫ С ОСТАТКАМИ ПОКРОВА, ЧАСТИЧНО ПЕРЕКРЫВАЮЩЕГО И КОНСЕРВИРУЮЩЕГО КРАТЕРНУЮ ВОРОНКУ

Из кратеров, входящих в эту подгруппу, типовое значение имеет структура Дип Бэй (King, 1976; Dence et al., 1977). Она выражена в рельефе впадиной, заполненной озером средней глубиной 150 м, и сохранила вал с высотами до 82 м над уровнем озера, а также центральное поднятие, находящееся под водой. Во впадине залегают мезозойские и кайнозойские отложения мощностью около 500 м. Осадочное заполнение, как указывают М. Денс, Р. Грив и П. Робертсон (Dence et al., 1977), сохранило первичную форму метеоритной структуры с отношением глубины к диаметру 1:20. Флинн Крик, по Д. Родди (Roddy, 1977), представляет пример маленького палеозойского кратера, захороненного после метеоритного удара (мишенью послужило мелкое последевонское море) и вскрытого последующей денудацией. В кратере сохранились фрагменты центрального поднятия и вала. В структуре Скелетон (Waddington, Dence, 1975), вероятно, сохранился консервирующий покров ордовикских пород, обнаруженных в валунах около озера. Поэтому структура Скелетон сравнивается с Брентом и Холефордом, но отличается большей степенью денудации.

### IX. 3. 3.

#### СТРУКТУРЫ, ЛИШЕННЫЕ КОНСЕРВИРУЮЩЕГО ПОКРОВА

К вторично открытым кратерным структурам, полностью лишенным консервирующего покрова, относится большое число астроблем, выделенных на Канадском щите и имеющих допалеозой-



ский, нижнепалеозойский, каменноугольный — пермский и мезозойский возраст. В эту же группу следует включать структуры Балтийского щита: Янисъярви на территории СССР и Лаппаярви, находящуюся в Финляндии.

Гипотетическая и наиболее древняя астроблема Канадского щита Садбери (Dence, 1973) представляет собой большой (60×27 км) габброидный лополит, расположенный в раме измененных деформированных докембрийских пород. Вся эта структура не имеет каких-либо черт первичного кратерного рельефа. Массив габбро Садбери характеризуется различными высотными отметками. Также не имеет определенного выражения в рельефе внешняя, условно выделяемая овальная граница структуры. Другая древняя астроблема Канады Карсвелл («Cat. terr. crat. struct.», 1972; Dence et al., 1977) возникла в ордовике или силуре и представляет собой значительно срезанную структуру с центральным поднятием, окруженным кольцом круто залегающих пластов докембрийских песчаников и известняков.

Ряд канадских астроблем имеет близкий радиологический возраст — 350—300—285 млн. лет: Восточный и Западный Клируотер (Dence et al., 1977; Phinney, Simonds, 1977), Кутюр, Никольсон, Пайлот («Cat. terr. crat. struct.», 1972; King, 1976), Слейт (Halls, Grieve, 1976), Уанапитей (Dence et al., 1974) и Шарлевуа (Rondot, 1971). Интересная особенность этих древних кратерных структур заключается в четкой приуроченности к ним отрицательных форм рельефа — округлых, изометричных и кольцевых впадин, а также в присутствии во многих из них (Клируотер, Никольсон, Слейт, Шарлевуа) гипсометрически выраженных центральных поднятий (см. рис. IX-1).

Вторично открытые кратерные структуры мезозойского возраста, лишенные консервирующего покрова, представлены астроблемой Гау. Эта небольшая (диаметр 4 км) структура, описанная М. Томасом и М. Иннесом (Thomas, Innes, 1977), также поражает четкостью форм, хорошей сохранностью кольцевой депрессии и центрального поднятия. Впадина заполнена озером глубиной 38 м, превышения над уровнем воды по берегам 25 м, а в центральном поднятии — 35 м. Кольцевой вал отсутствует. Авторы сравнивают Гау с расположенной 90 км восточнее структурой Дип Бэй.

Общепринятым является представление о том, что Канадский щит (как и другие щиты древних платформ) на протяжении платформенной стадии своего существования длительно поднимался.

Рассмотрим некоторые стороны его геологической истории, основываясь на данных из работы В. Е. Хаина (1971) и Стратиграфического атласа Северной и Центральной Америки («Strat. Atlas America», 1975). В кембрийском периоде и ранее в позднем протерозое отмечаются высокое стояние всей платформы, общие поднятия. Море не затрагивало щит в течение всего кембрия.



В ордовике и силуре развивается морская трансгрессия с максимумом в ордовике, когда море распространилось на значительную часть Канадского щита. В раннем палеозое и силуре возникли кратеры Брент, Холефорд, Скелетон, Карвелл. Тогда же, особенно в ордовике, существовали благоприятные условия для их последующего захоронения. В девоне и раннем карбоне Канадский щит вновь представлял собой область относительно интенси́вных поднятий. В среднем и позднем карбоне и перми поднятия расширились и далее сохранялись в мезозое и кайнозое. Следовательно, в течение огромного промежутка времени, продолжительностью не менее 300 млн. лет, Канадский щит являлся областью размыва и сноса материала. Естественно поэтому, что метеоритные кратеры, возникшие в среднем и позднем палеозое, а также, очевидно, в значительной мере и в мезозое, за исключением особенно крупных, должны бы быть денудированы полностью. Лишь позднепалеозойские кратеры с диаметрами 30—50 км и больше могли уцелеть от разрушения. Таким образом, объяснить факт сохранности многих канадских астроблем можно только в том случае, если относить их к типу вторично открытых. Эта точка зрения развивается американскими геологами — сторонниками метеоритного генезиса рассматриваемых образований. Она нашла выражение в работе Б. Дента (Dent, 1973), ссылающегося, в свою очередь, на общегеологическое исследование У. Уайта (White, 1972). Суть концепции состоит в обосновании повсеместности распространения на Канадском щите покрова разновозрастных отложений, консервирующего астроблемы, затрагивающие кристаллический фундамент. Вторичное открытие (экзгумация) структур было недавним и произошло в четвертичном периоде под действием ледниковой эрозии. Так объясняется удивительно хорошая сохранность первичных кратерных форм, хотя, по нашему мнению, в некоторых случаях (Кутюр, Пайлот) озерные впадины на месте метеоритных кратеров могли иметь вторичное происхождение и возникнуть при выборочной денудации («вымывании») аллогенных и аутигенных брекчий.

К вторично открытым, не сохранившим консервирующего покрова, отнесены, как уже говорились, астроблемы Балтийского щита Янисъярви и Лаппаярви. На месте астроблемы Янисъярви расположено одноименное озеро эллипсоидной формы размером 17×13 км и глубиной 50 м. Форма Янисъярви не характерна для других озер Карелии ледникового происхождения — узких, удлиненных углублений (Белов, 1976). Структура Лаппаярви, по М. Летинену (Lehtinen, 1976), представлена озером эллиптической формы 12×22 км, глубиной до 38 м. Диаметр первичного метеоритного кратера, по расчетам М. Летинена, 12—14 км. В Лаппаярви хорошо представлены элементы первичных кратерных форм (четкие округлые очертания впадины, центральное поднятие), выраженные на космическом снимке, опубликованном Р. Дитцем и Дж. Макхоном. По их мнению, Лаппаярви характеризуется ти-

личным геометрическим стилем эксгумированных астроблем, расположенных на гляциальных равнинах.

Балтийский щит испытывал в конце рифея значительную тектоническую активизацию и представлял собой область сноса. Кульминация восходящих движений была на рубеже рифея и венда. Основной денудационный срез щита произошел еще перед кембрием в позднем протерозое и равен 10—20 км (Ханн, 1977). В кембрие, ордовике, частично, вероятно, в силуре южные части щита были охвачены опусканиями и морскими трансгрессиями. Начиная с девона и на протяжении всей последующей геологической истории щит испытывал поднятия, особенно энергичные в позднем палеозое. Можно очень примерно оценить среднюю глубину денудационного среза для обширных территорий Балтийского щита за вторую половину палеозоя, мезозой и кайнозой в 3000—4000 м. Указанием на глубину среза служит то, что в результате денудации были вскрыты массивы плутонических пород и уничтожены вулканические постройки палеозойского возраста, имеющиеся в ряде мест. Это соответствует пятому уровню среза в 2000—5000 м, описанному выше применительно к вулканическим сооружениям.

Таким образом, сохранность Янисъярви и Лаппаярви можно объяснить, полагая, что эти древние метеоритные кратеры оказались перекрытыми отложениями нижнего палеозоя, законсервированы и вскрыты вновь значительно позднее. Сложнее объясняется сохранность еще одной астроблемы Балтийского щита — Сильяна, имеющей среднепалеозойский возраст и относящейся, как это вытекает из сказанного выше, к группе открытых структур. При глубине среза в 3000—4000 м должны были денудироваться кратеры диаметром 30—50 км, а диаметр Сильяна — 44 км. По-видимому, первичный кратер обладал еще большими размерами, а современная структура — глубоко срезанное центральное поднятие, окруженное кольцом уцелевших от размыва аллогенных брекчий, состоящих из обломков и глыб нижнепалеозойских пород.

## IX. 4.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Какова скорость и общее значение процессов, приводящих к уничтожению земных метеоритных кратеров? Как часто создаются дополнительные благоприятные условия захоронения и сохранения от неминуемого разрушения этих уникальных структур? Следует считать, что пока мы располагаем приближенными и недостаточными сведениями на этот счет. Из изложенного материала вытекает, что наиболее естественно и просто объясняется сохранность кайнозойских и мезозойских метеоритных кратеров и среди них более крупных по размерам. При рассмотрении



условий сохранения палеозойских кратерных метеоритных структур мы сталкиваемся иногда с неполнотой данных или их спорностью. Так, трудно объяснима сохранность многих астроблем Канадского щита, если рассматривать геологическую историю последнего, исходя из общепринятых взглядов. Выявляется ряд не вполне ясных вопросов, касающихся геологии некоторых древних метеоритных структур Восточно-Европейской платформы. Как уже указывалось, требует большего обоснования генезис Калужской структуры, для чего нужны исследования ее кольцевого вала, а также изучение сочетания ее погребенной структуры с перекрывающим комплексом платформенного чехла. Историко-геологический анализ дает основания для суждений о том, что в современном срезе астроблем Мишиногорской, Янисъярви, Сильян и некоторых других (например, Уэтампка в США) представлены их глубинные, неполно сохранившиеся части, а размеры первичных метеоритных кратеров были гораздо большими. При этом нужно учитывать, что Мишиногорская астроблема и Сильян — открытые структуры, а Янисъярви относится к вторично открытым, эксгумированным структурам, претерпевшим сложную многоэтапную постимпактную историю.

Особая проблема большой важности: выделение на основе историко-геологического анализа территорий, перспективных для обнаружения новых астроблем. К таким территориям, наряду с другими (не затронутыми в этой работе методического направления), следует отнести эпипалеозойский щит Казахского нагорья на его платформенной стадии развития в мезозое и кайнозое, и особенно его западную часть, т. е. западную часть Центрального Казахстана, характеризовавшуюся спокойным тектоническим режимом в указанное время.

Некоторые противоречивые особенности геологии древних метеоритных кратеров объясняются их недостаточной изученностью. Так можно объяснить значительные различия в геологическом положении этих образований на территории Северо-Американской и Восточно-Европейской древних платформ, выражающиеся в отсутствии данных о погребенных метеоритных кратерах на первой из них и о преимущественном их развитии на второй. По-видимому, комплексом причин: неполнотой наших знаний, различиями в характере обнаженности и физико-географической обстановки, равно как и различиями геологической истории, — определяются существующие сейчас данные о довольно широком распространении астроблем на Украинском щите, их ограниченном выражении на Балтийском щите или его окраинах, отсутствии космогенных структур на Алданском щите другой древней платформы. Таким образом, в интересующем нас направлении изучения условия сохранности кратерных структур путем сравнительного историко-геологического анализа еще многое предстоит сделать.



### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИМПАКТНЫХ ПРОЦЕССОВ

#### X. 1.

##### НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

Геохимические характеристики импактитов по сравнению с другими наименее изучены, это объясняется несколькими причинами. Главным препятствием на пути корректного исследования закономерностей поведения химических элементов при процессах ударного дробления, плавления и испарения являются слабая разработанность физической модели процесса в целом, отсутствие четких представлений о путях, формах и механизмах миграции материала при ударно-взрывном событии. Это приводит к неправильному опробованию в поле, неверному объединению анализов при обработке результатов, самым необоснованным и неоправданным аналогиям в выводах.

Вторая важная причина, затрудняющая геохимические исследования импактитов, состоит в трудностях экспериментального воспроизведения рассматриваемых процессов. Лишь в единичных работах обсуждаются полученные в лабораториях данные по испарению силикатного расплава в условиях высоких температур и широкого диапазона давлений.

Третье осложняющее обстоятельство — неразработанность методических вопросов сопоставления результатов, полученных разными исследователями и по разным структурам.

В литературе по геохимии ударно-метаморфизованных пород существуют три точки зрения на особенности состава импактных расплавов. Наиболее ранняя, по-видимому, была сформулирована М. Дэнсом (Dence, 1971) и состоит в том, что состав расплава в общем соответствует составу вмещающих пород. Вторая точка зрения утверждает, что ударный расплав неизохимичен, и объясняет это явлениями селективного испарения, сопровождающими плавление пород (Яковлев и др., 1978). И наконец, в ряде случаев отмечается контаминация расплава метеоритным веществом.

По-видимому, все три процесса реально существуют в каждом кратере и находят отражение в слагающих его импактитах. Однако изучению их количественной роли и условий протекания мешает недостаток аналитического материала и отсутствие в большинстве работ точных геологических привязок. Необходимо подчеркнуть, что характеристика химизма импактного процесса при помощи единичных анализов пород или по абсолютному зна-

чению цифр без применения статистических методов недопустима (Фельдман, 1980). Однако статистика не помогает в случаях сложного строения мишени. Например, кратер Рис имеет двухслойную мишень — осадочные породы платформенного чехла сверху и кристаллическое основание платформы внизу. Точный расчет пропорций плавившегося вещества разных структурно-литологических единиц в настоящее время невозможен, и поэтому невозможны корректные сопоставления состава расплава с составом пород мишени. Аналогичная картина наблюдается для кратеров Попигаи, Жаманшин и ряда других.

В некоторых случаях причиной неопределенностей становится сложность состава мишени (в физическом отношении однородной и однослойной). Так, породы, вмещающие кратер Мистастин в Канаде, имеющий 20 км в диаметре (Grieve, 1975; Marchand et al., 1977), относятся к трем группам: мангеритам, адамеллитам и анортозитам (19,7; 68,2 и 12,1% площади депрессии соответственно). Еще более разнообразны породы, вмещающие кратеры Маникауган, Попигаи, Эльгыгытгын и др. Поэтому при попытках сравнить составы расплава и мишени исследователями за состав мишени принимаются либо средние составы пород региона (Восточный и Западный Клируотер — Currie, Shafiqullah, 1968), либо средние составы пород в скважинах, вскрывших основание кратера (Брент — Grieve, 1978), либо средний состав пород на площади кратера (Мистастин — Currie, 1971). Нигде при этом не учитывается, что количественные соотношения пород в зоне плавления мишени могут сильно отличаться от высчитанных для всей площади кратера и тем более от относительной их роли в пределах региона в целом.

Используется и иной способ получения состава мишени: расчет смеси вмещающих пород, максимально близкой среднему составу расплава (Брент — Grieve, 1975; Маникауган — Flögan et al., 1978; и др.). Иногда просто выбирается один из анализов вмещающих пород как наиболее близкий составу расплава (Хенбери — Taylor et al., 1964). Совершенно ясно, что такой «расчет» состава мишени не дает возможности получить объективные данные о геохимических особенностях ударного плавления.

По-видимому, в настоящее время достаточно надежными для выводов об изохимичности — неизохимичности импактных расплавов являются только кратеры с однородной (в химическом смысле) мишенью. Для оценок, приведенных ниже, использованы данные по 11 метеоритным кратерам разного возраста и размера. Главным критерием при отборе этих структур служило достаточное для статистической обработки количество анализов как на главные пороодообразующие элементы, так и на элементы-примеси. Использовались опубликованные разными исследователями величины средних содержаний и стандартных отклонений, а также оценки значимости расхождений между породами мишени и расплавленными породами кратера. В тех случаях, когда

оценки значимости расхождений отсутствовали в источнике, они рассчитывались с применением критериев Фишера и Стьюдента или непараметрического критерия Вилкоксона (при значимых отличиях в величине дисперсий сравниваемых выборок) (Доерфель, 1969; Ван дер Варден, 1960). При отсутствии в источниках первичных анализов (что не позволяло использовать критерий Вилкоксона) рассчитывался доверительный интервал (Доерфель, 1969):

$$\Delta x = \frac{F(p, f) S}{\sqrt{n}},$$

где  $n$  — число анализов,  $S$  — стандартное отклонение,  $f$  — число степеней свободы,  $p=0,95$ . Различие между сравниваемыми величинами принималось значимым, если их доверительные интервалы не перекрывались. Для элементов-примесей с этой же целью использовалась удвоенная величина аналитической ошибки определения (по данным авторов).

Из 11 охарактеризованных ниже кратеров лишь шесть удовлетворяют требованиям (однородность мишени, точные привязки проб или опубликованные авторами статистические характеристики и т. д.). К этим кратерам отнесены Янисъярви, Карский, Эльгыгытгын (см. гл. V, VI, VII), Brent (Cuggie, 1971; табл. 2, кол. 4 и 5), Лонар (Kieffer et al., 1976; табл. 1, кол. 1 и 4; Stroube et al., 1978), Хенбери (Taylor, 1967; анализы № А, В, 21, 27 для мишени и № 1, 2, 11, 28, 29, 31, 1213, 1415 для импактитов). Помимо этих структур использованы также материалы по кратерам Карвелл (Cuggie, Shafiqullah, 1968; табл. 1, кол. а, с), Маникуаган (там же, кол. с, а<sub>1</sub>), Западный и Восточный Клируотер (там же, кол. с<sub>1</sub>, а и с<sub>1</sub>, а) и Саксъярви (Paranen, 1973; табл. 1, кол. 1, 5), выводы по которым не отклоняются от таковых по опорным структурам.

## Х. 2. \*

### ГЛАВНЫЕ ПОРОДОБРАЗУЮЩИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ИМПАКТИТАХ И ПОРОДАХ МИШЕНИ

Составы расплавных пород и средние составы мишеней в рассматриваемых кратерах колеблются в широких пределах: по кремнезему от 52% (Лонар) до 75% (Хенбери), по глинозему от 11% (Хенбери) до 21,6% (Маникуаган), по сумме щелочей от 3% (Лонар) до 12,6% (Брент) и т. д. Это в известном смысле определяет представительность выборки.

При анализе полученных результатов обращает внимание прежде всего однородность расплавов по сравнению с мишенью, что следует из систематического уменьшения величины стандартного отклонения для всех (или почти всех) компонентов. Исключением являются Лонар, Брент и Эльгыгытгын, где для многих



элементов стандартное отклонение в расплавных породах больше, чем в породах мишени. Эти три исключения (подтверждая общее правило) объясняются, вероятно, разными причинами. Для Лонара это, по-видимому, малые размеры кратера и основной состав мишени; для Брента — наложенные процессы (Grieve, 1978); для Эльгыгытгына, по-видимому, специфика образования изученных стекол (см. ниже).

Используя накопление (или дефицит) того или иного элемента в расплавной породе относительно мишени, можно составить представление о подвижности этого элемента в процессах ударного плавления и испарения (в их суммарном итоге). Подвижность эта, конечно, относительна и процентные величины накопления отнюдь не указывают на привнос каких-то компонентов. Они, скорее всего, говорят лишь о том, что испарение данного элемента шло медленнее остальных.

При таком подходе выделяются три группы компонентов (табл. X-1): накапливающиеся в расплаве, обнаруживающие в расплаве дефицит («испарившиеся») и инертные (содержания которых в расплаве значимо не отличаются от их количества в мишени). Таким образом, отчетливо выявляется неизохимичность ударных расплавов относительно мишени, однако одновременно устанавливается сложность ее проявления. Это сказывается, с одной стороны, в том, что в разных кратерах в перечисленные группы попадает разное количество элементов, а с другой стороны, в том, что один и тот же элемент можно встретить в любой из этих трех групп. По-видимому, это может быть связано как с неравновесностью самих процессов плавления и испарения, так и с множественностью механизмов, с помощью которых реализуется эта специфическая для импактных расплавных пород особенность.

### **X.3.**

#### **ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ИМПАКТИТАХ И ПОРОДАХ МИШЕНИ**

Количество элементов-примесей, проанализированных в импактитах и породах мишени рассматриваемых кратеров, сильно колеблется (от 7 до 30).

Судя по величинам стандартных отклонений (они приведены в использованных источниках для 8 кратеров из 11 и отсутствуют для Брента, Саксъярви и Хенбери), импактный расплав является гораздо менее однородным по элементам-примесям, чем по главным порообразующим элементам. Лишь для кратеров Лонар и Карского наблюдается уменьшение стандартного отклонения при переходе от мишени к расплаву для всех элементов (в последнем случае уран и кобальт являются исключениями). Для кратера Эльгыгытгын почти все элементы-примеси (кроме

Таблица X-1

Состав импактитов некоторых астроблем (в % к породам мишени)

Кратер	SiO <sub>2</sub> , вес. %	K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O вес. %	K <sub>2</sub> O:Na <sub>2</sub> O		Состав импактитов
			в импак- титах	в мишени	
Лонар (Индия) . . . . .	51,77	2,84	0,26	0,32	[K, Al, Ti, Na, Mg, Ca, Si]
Маникуаган (Канада) . . . . .	54,7	6,97	0,73	0,40	Na <sub>89</sub> [Ca, Al, Si, Ti, Mn]Mg <sub>134</sub> K <sub>164</sub>
Карский (СССР) . . . . .	58,77	6,03	1,01	0,52	Mn <sub>53</sub> Ca <sub>56</sub> Mg <sub>90</sub> [Na]Si <sub>110</sub> Al <sub>117</sub> Ti <sub>117</sub> K <sub>187</sub>
Брент (Канада) . . . . .	58,83	12,6	2,63	1,23	Si <sub>86</sub> [Ca, Na, Al, Ti, Mn]K <sub>212</sub> Mg <sub>217</sub>
Янисъярви (СССР) . . . . .	59,99	5,57	1,68	1,22	Mg <sub>68</sub> Al <sub>94</sub> [Na, Ca, Ti, Si, P]K <sub>110</sub> Mn <sub>122</sub>
Клируотер Западный (Канада) . . . . .	60,4	7,38	0,95	0,55	Mn <sub>56</sub> Na <sub>58</sub> [Ca, Al, Ti, Si, Mg]K <sub>132</sub>
Карвелл (Канада) . . . . .	60,8	10,13	7,1	2,38	Mn <sub>18</sub> Na <sub>58</sub> Si <sub>91</sub> [Ti, Al, Ca]K <sub>172</sub> Mg <sub>338</sub>
Клируотер Восточный (Канада) . . . . .	62,8	6,72	1,21	1,07	[Na, Al, Si, K, Ti, Ca]Mg <sub>194</sub>
Саксъярви (Финляндия) . . . . .	64,84	6,04	0,89	1,43	[Ca, Mg, Ti, Al, Si, K]Na <sub>194</sub>
Эльгыгытгын (СССР) . . . . .	66,51	6,65	1,30	1,37	K <sub>83</sub> Si <sub>195</sub> [Mn, Ti]Al <sub>108</sub> Na <sub>109</sub> Mg <sub>162</sub> Ca <sub>191</sub>
Хенбери (Австралия) . . . . .	74,5	4,36	3,63	4,08	Si <sub>97</sub> [Mg, K, Na, Ca]Al <sub>115</sub> Ti <sub>116</sub>

Примечание. В квадратных скобках даны элементы, содержания которых в импактатах и породах мишени значимо не отличаются.

Таблица X-2

Содержание элементов-примесей в импактатах некоторых астроблем (в % к породам мишени)

Кратер	SiO <sub>2</sub> , вес. %	Состав импактитов
Лонар (Индия) . . . . .	51,77	Cr <sub>81</sub> [Ta, V, Cu, Th, Sc, Hf, TR, Ba]Zr <sub>115</sub> Cs <sub>137</sub>
Маникуаган (Канада) . . . . .	54,7	V <sub>41</sub> [Zr, Zn]Co <sub>154</sub> Cr <sub>178</sub> Ni <sub>215</sub> Cu <sub>400</sub>
Карский (СССР) . . . . .	58,77	[Li, V, Cr, Th, Cu, Co]U <sub>109</sub> TR <sub>126</sub> Rb <sub>175</sub> Ni <sub>180</sub>
Брент (Канада) . . . . .	58,83	V <sub>14</sub> [Cu, Co]Zr <sub>207</sub> Cr <sub>331</sub> Zn <sub>482</sub> Ni <sub>548</sub>
Янисъярви (СССР) . . . . .	59,99	[Cu, Ni, Pb, V, Th, TR, U, Cr, Rb, Li, Co]
Клируотер Западный (Канада) . . . . .	60,4	[V, Cr, Cu, Zn, Co, Ni, Zr]
Карвелл (Канада) . . . . .	60,8	[V, Ni, Zr, Co]Zn <sub>262</sub> Cu <sub>300</sub> Cr <sub>400</sub>
Клируотер Восточный (Канада) . . . . .	62,8	[V, Zr, Cu]Zn <sub>470</sub> Co <sub>700</sub> Cr <sub>1000</sub> Ni <sub>6500</sub>
Саксъярви (Финляндия) . . . . .	64,84	Zn <sub>50</sub> [Cr]Cu <sub>125</sub> Rb <sub>137</sub> Y <sub>160</sub> Zr <sub>164</sub> Sr <sub>192</sub> Ni <sub>264</sub>
Эльгыгытгын (СССР) . . . . .	66,51	Pb <sub>57</sub> Sr <sub>85</sub> Rb <sub>94</sub> [Zn, Co, Ba, Cr]V <sub>147</sub> Zr <sub>157</sub> Ni <sub>229</sub> Sn <sub>312</sub>
Хенбери (Австралия) . . . . .	74,5	Hf <sub>49</sub> U <sub>60</sub> Th <sub>79</sub> [Sn, V, Li, Zr, Sc, Sr, Pb, Ba, Nb]Rb <sub>126</sub> Cr <sub>145</sub> Cu <sub>150</sub> Cs <sub>168</sub>

Примечание. В квадратных скобках даны элементы, содержания которых в импактатах и породах мишени значимо не отличаются.

бария и свинца) обнаруживают рост неоднородности распределения. В кратере Янисъярви увеличиваются стандартные отклонения для никеля, кобальта, свинца и меди; в канадских кратерах аналогично ведут себя хром, цинк, никель, изредка ванадий, медь, барий.

Причины таких отличий в поведении элементов-примесей по сравнению с главными породообразующими элементами скорее всего связаны с формами концентрации элементов: с присутствием ряда элементов-примесей в тугоплавких шпинелидах (хром, кобальт) или, наоборот, в переотложении их при вторичных низкотемпературных процессах (цинк, свинец, медь, барий), с примесью метеоритного вещества (никель).

Несмотря на недостаточный объем рассматриваемой выборки, она позволяет отметить некоторые общие особенности поведения элементов-примесей в процессах ударного плавления и испарения (табл. X-2). Прежде всего следует отметить неизохимичность этого процесса для большинства элементов: накапливаются или ведут себя инертно элементы группы железа (хром, никель, ванадий, кобальт, медь) и цирконий, редкие щелочи (литий, рубидий), барий, цинк, торий, редкие земли; неустойчиво ведут себя уран, свинец, стронций. Обращает внимание присутствие во всех трех группах цинка и ванадия. В настоящее время недостаточно фактического материала для выяснения причин этого явления. Возможно, что здесь играет роль общий состав пород мишени (как это представляется вероятным для хрома в Лонаре). Так дефицит цинка, отмеченный для Саксъярви, отвечает максимальному (среди 6 кратеров) его количеству в породах мишени. Несомненно также, что на поведении элементов-примесей сказывается минеральная форма их нахождения, однако этот вопрос в астроблемах совершенно не изучен. Кроме того (как вытекает из единичных пока исследований), большую роль играет физико-химическая обстановка плавления и испарения.

## **X. 4.**

### **ОБЗОР ДАННЫХ**

#### **О ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ УДАРНОГО ПЛАВЛЕНИЯ И ИСПАРЕНИЯ**

Как показано экспериментами О. И. Яковлева (Яковлев, 1974; Парфенова и др., 1976; «Космогенные...», 1980), Л. С. Вальтера (Walter et al., 1964, 1967) и других, первостепенное значение имеют первоначальная концентрация и индивидуальные свойства компонента в расплаве, химический состав расплава, температура и давление окружающей расплав среды. Эти характеристики (и прежде всего кислотно-основное взаимодействие компонентов в расплаве) определяют порядок и интенсивность их селективного ис-



парения. Поликомпонентность природных расплавов приводит к изменению поля их устойчивости, поскольку температура плавления и температура испарения у разных компонентов по сравнению с соответствующими константами для чистых веществ изменяется в разных направлениях (как в сторону повышения, так и в сторону понижения).

Форма испарения — металл, ион, соединение — и интенсивность процесса определяются составом атмосферы облака, граничащего с расплавом. Так, Дж. Стефенс (Stephens et al., 1978) показал, что при плавлении и испарении энстатита, форстерита и оливина промежуточного состава характер конденсата однозначно зависит от среды. Силикатное стекло, аналогичное исходному продукту, было получено лишь при испарении в кислороде. Атмосфера водорода или аргона приводила к выделению шариков металлического железа. Д. Сэндере (Sanders et al., 1977), испаряя расплав ( $\text{SiO}_2$  — 74%,  $\text{Na}_2\text{O}$  — 16,  $\text{CaO}$  — 10%) в атмосфере из смеси азота, аргона, кислорода и паров воды ( $p_{\text{общ}} = 1$  атм), показал, что форма выделения натрия определяется парциальным давлением воды: при  $p_{\text{H}_2\text{O}} = 3,5 \times 10^{-4}$  атм натрий испаряется медленно в виде металла, при  $p_{\text{H}_2\text{O}} = 2,9 \times 10^{-1}$  атм гораздо быстрее и главным образом в виде молекул  $\text{NaOH}$ .

Влияние температуры и парциального давления кислорода на интенсивность испарения щелочей экспериментально изучено О. И. Яковлевым (Iakovlev, 1976). Им показано, что отношение  $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$  растет с падением  $p_{\text{O}_2}$ . Даже этих отдельных ссылок (более подробный обзор требовал бы специального раздела, невозможного в рамках данной работы) достаточно, чтобы предоставить важность изучения физико-химических условий плавления и испарения. Однако прямых данных о давлении, температуре, флюидном режиме пока крайне мало.

**Давление** флюидов оценено по плотным газовым включениям в импактатах (Долгов, Вишневский, 1978) и составляет 10 бар для Риса и 30—40 бар для Попигая (минимальные оценки).

**Температура** определяется по разложению или оплавлению различных минералов («Космогенные...», 1980) и это естественно дает нижний предел температурного интервала, в котором происходит испарение. Наиболее высокие температуры характеризуются плавлением кварца с образованием часто фиксируемого в кратерах лешательерита —  $1700^\circ\text{C}$  (Кинг, 1979), плавлением рутила —  $1860^\circ\text{C}$ , разложением циркона — до  $1900^\circ\text{C}$  (El. Gogesy, 1968). Особенности химизма иргизитов — тектитов, сформировавшихся при образовании кратера Жаманшин, позволили оценить температуру их возникновения не менее  $2000^\circ\text{C}$  (Флоренский, 1975). Вероятно, и эта цифра далека от верхнего предела.

**Состав флюидной фазы**, законсервированной в расплавных породах, достаточно своеобразен. Более подробно он изучен для Риса и Попигая (Долгов, 1978). Здесь наблюдается весьма пест-

Таблица X-3

Состав (об. %) газов в пузырьках из импактных стекол  
(Долгов, 1978)

Кратер	Число образцов (включенный)	Кислые газы*	O <sub>2</sub>	CO	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub>	Углеводороды	N <sub>2</sub> и редкие газы
Рис	2(10)	0—95	0	0	0—100	0—35	0—33	0—93
Попигай	6(30)	0—49	0	0—14	0—76	2—32	0—32	2—76

\* H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>, HCl, HF, SO<sub>3</sub>.

рый набор газов (табл. X-3), что связано с захватом их на разных этапах формирования структуры. Влияли на состав газовой фазы и реакции, протекавшие в импактном расплаве. Следует отметить отсутствие кислорода, обилие углеводородов и водорода. Все это говорит о восстановительном характере атмосферы, в которой формируются импактные расплавы. Наряду с этим в кратере Жаманшин установлено присутствие 12—18% O<sub>2</sub> (Долгов, Вишневский, 1968).

Прямые определения состава флюидной фазы подтверждаются оценками степени окисленности железа в породах мишени и продуктах кристаллизации ударного расплава — тагамитах и зювитах (табл. X-4). Из 14 перечисленных кратеров в 6 происходит уменьшение доли закисного железа. Однако причины появления столь различных атмосфер пока остаются совершенно неисследованными. Восстановленные атмосферы Риса и Попигаи похожи на смешанные кометно-земные атмосферы, возникшие при взрыве кометы, вошедшей в атмосферу Земли (Долгов, 1978). Другими факторами, определяющими характер атмосферы импактитообразования, могут быть специфика флюидной составляющей пород мишени (например, высоковосстановленный флюид метаморфических пород гранулитовой фации или окисленный характер флюида осадочных пород); степень смешивания атмосферы взрыва с земной («срыв» земной атмосферы — Долгов, Вишневский, 1978); главным фактором, однако, представляется восстанавливающее действие высоких температур, при которых протекает весь процесс, на флюидалные компоненты мишени. Реальные данные для оценки роли этих факторов пока отсутствуют.

Таким образом, скудные сведения по физико-химическим параметрам плавления и испарения позволяют предполагать, что неустойчивость поведения ряда элементов при этих процессах может быть связана с разнообразием обстановок формирования кратеров, определяющим многообразие форм и механизмов фракционирования вещества.

Примером реализации механизмов улетучивания, по-видимо-

Таблица X-4

Величина отношения  $FeO:Fe_2O_3$   
в породах некоторых метеоритных кратеров

Кратер	Мишень	Рас- плав	Зювиты	Источник
Попигайский (СССР) . . . . .	1,95	2,50	1,64	Райхлин, Машак, 1977
Болтышский (СССР) . . . . .	1,57	3,52	—	Вальтер, Рябенко, 1977
Ильинецкий (СССР) . . . . .	1,47	0,95	—	» »
Лаппаярви (Финляндия) . . . . .	1,24	1,22	9,56	Koljonen, Rosenberg, 1976
Вабар (Саудовская Аравия) . . . . .	0,32	2,30	—	Spencer, 1933
Аузул (Марокко) . . . . .	0,08	1,48	—	Smith, 1952
Эльгыгытгын (СССР) . . . . .	0,50	3,02	—	гл. V
Карский (СССР) . . . . .	0,82	0,84	—	гл. VI
Янисъярви (СССР) . . . . .	2,45	2,21	—	гл. VII
Шарлевуа (Канада) . . . . .	1,99	1,68	—	Rondot, 1971
Мистастин (Канада) . . . . .	2,23	0,54	—	Currie, 1971
Клируотер Вост. (Канада) . . . . .	1,64	0,70	—	»
Клируотер Зап. (Канада) . . . . .	1,64	0,29	—	»
Брент (Канада) . . . . .	1,35	0,10	—	»

му, может служить поведение щелочей в импактных расплавах астроблем. Как видно из табл. X-1, отношение  $K_2O:Na_2O$  обычно увеличивается от пород мишени к импактитам (т. е. в расплаве происходит относительное накопление  $K_2O$ ) и это хорошо соответствует экспериментам по испарению силикатного расплава в вакууме («Ударные кратеры...», 1980). Однако для кратеров Эльгыгытгын, Хенбери, Саксъярви наблюдается обратная картина, аналогичная процессу дегазации лав при вулканических извержениях (табл. X-5). Действительно, в этом случае и анализ изменения отношения щелочей в ряду пород с нарастающими текстурными признаками дегазации (стекло — шлак — пемза), и сравнения этого же соотношения в стеклах и конденсатах газов, выделившихся из расплавов, дают один и тот же ответ — в расплаве происходит относительное накопление натрия. В вулканическом процессе улетучивание щелочей (как и остальных элементов происходит в форме их летучих соединений (фторидов и пр.) (Башарина, 1963; и др.). Для перегретых силикатных расплавов более вероятны другие формы — ионная или элементарная (см. выше).

## X. 5.

### КОНТАМИНАЦИЯ ИМПАКТНЫХ РАСПЛАВОВ МЕТЕОРИТНЫМ ВЕЩЕСТВОМ

Доказательством метеоритного происхождения структуры первоначально являлось лишь присутствие обломков метеорита. Именно поэтому и были «признаны» метеоритными кратерами такие астроблемы, как Метеор в Аризоне (США), Вабар в Сау-



Объект	Породы мишени	Импактное стекло (эффузивная порода)	Шлак	Пемза	Конденсат газов	Источник
Вулкан Хангар (Камчатка)	—	(0,63)	—	0,61— 0,54	—	Волынец, 1973
Вулкан Безымянный, 1965 (Камчатка)	—	(0,33)	—	—	0,34— 0,52	Дубик и др., 1969
Астролема Эльгыгытгын	1,36	1,29	1,17	0,8	1,75	Данные авторов; по конденсату—Е. П. Гуров (устн. сообщ.)

довской Аравии, Хенбери в Австралии и др. Когда позднее начали поиски рассеянного (испаренного и сконденсированного) метеоритного вещества, то первыми признаками оказались компоненты хорошо известных железных метеоритов — никель и кобальт. По резкому обогащению ими расплавов были расшифрованы как железные метеориты ударники, вызвавшие образование таких кратеров, как Лаппаярви в Финляндии (Lehtinen, 1976), Рошшуар во Франции (Lambert, 1977), Болтышский и Ильинецкий на Украине (Вальтер, Рябенко, 1977). Высокая вероятность связи кратеров Эльгыгытгын и Карского с падениями железокосмических метеоритов была показана раньше (см. гл. V и VI).

Изучение распределения в импактигах и породах мишени благородных сидерофилов (иридия, осмия, палладия) вместе с никелем, германием и рением, которыми в разной степени обеднена земная кора, но обогащены почти все метеориты (Palme et al., 1978), расширило возможности расшифровки ударников. Метод был проверен на известных метеоритных кратерах (Метеор, Вабар, Ауэлул) и использован для структур, где минеральные остатки вещества метеорита отсутствуют. Было показано (Palme et al., 1978), что кратеры Маникуаган, Восточный Клируотер, Рис, Брент образованы каменными метеоритами разного состава, а кратер Босумтви (в Гане), по всей вероятности, связан с падением железного метеорита.

Однако эти методы не всегда дают однозначный ответ (Западный Клируотер, Мистастин и др.), что связано, с одной стороны, с недостаточным количеством используемых для этого элементов, с другой — с отсутствием точных представлений о распределении метеоритного вещества в импактных расплавах. Так, детальное изучение распределения никеля в Бренте (Канада) показало (Grieve, Dence, 1978; Grieve, 1978), что метеоритное вещество наиболее интенсивно обогащает придонные части залежи расплавных пород. В верхней ее части содержится 115 г/т ни-

келя (против 5—21 г/т в породах мишени), преобладающая доля разреза имеет 225—300 г/т, а придонная часть — 370—600 г/т при колебаниях до 200 г/т на расстоянии менее 25 см. В то же время для Восточного Клируотера (Palme et al., 1979) метеоритные никель, кобальт, иридий и медь такого обогащения с глубиной как будто не дают, а незакономерно рассеиваются в залежи расплавных пород с некоторой тенденцией к уменьшению содержания с глубиной.

В общем, хотя контаминация ударных расплавов метеоритным веществом надежно установлена, определение типа метеорита (и даже просто самого факта контаминации) пока еще является весьма сложной (технически и методически) задачей.

## Х. 6.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный материал позволяет сделать вывод прежде всего о явной неизохимичности ударных расплавов. Она прослеживается и для главных породообразующих элементов, и для элементов-примесей. В обоих случаях как общая характерная черта отмечается уменьшение стандартных отклонений при переходе от пород мишени к расплавным породам, что указывает на повышение однородности распределения для широкого круга элементов.

Сложность поведения многих элементов в разных кратерах, прямые аналитические данные и косвенные доводы говорят о многообразии обстановок формирования импактитов и о вероятности различных механизмов, приводящих к возникновению неизохимичности. М. Денс (Dence, 1971), говоря о теоретически возможных причинах, вызывающих различия между импактным расплавом и материнскими породами, считал, что более значительными будут автогидротермальные изменения, претерпеваемые расплавом при застывании и охлаждении. По его мнению, они должны превалировать над контаминацией метеоритным веществом и селективным плавлением. Собранные в табл. X-1 и X-2 примеры составов неизменных импактитов показывают, что неизохимичность может быть заметной сама по себе, без наложенных изменений.

Анализируя возможные причины неизохимичности, следует все время отчетливо представлять, что она является суммарным эффектом нескольких процессов. Среди них прежде всего нужно отметить полное и селективное испарение расплава. Полное испарение, т. е. полный переход поликомпонентного силикатного вещества земной коры в пар, не обеспечивает прямо неизохимичности импактитов, но, вероятно, может влиять на ее интенсивность за счет обратного процесса — конденсации части химических элементов. Селективное испарение (улетучивание) веществ

ва, происходящее, по-видимому, из перегретого расплава (из зоны, промежуточной между зоной плавления и зоной полного испарения), является одним из главных механизмов возникновения неизохимичности.

Вторым таким механизмом, вероятно, может быть процесс дегазации расплава, сопровождающийся потерей части компонентов в виде легколетучих соединений с газами, аналогично тому как это наблюдается в фумарольную стадию вулканического процесса. Присутствие заметных объемов газов в импактитах (минимум до 2—3%, судя по количеству миндалин в тагамитах донной фации) требует изучения этого пути миграции вещества. Возможно, что гетерогенность расплавов в кратере Эльгыгытгын (см. выше) и корреляция накопления одних элементов и дефицита других с нарастанием пористости пород в ряду мишень — стекла — шлаки — пемзы могут служить примером неизохимичности, связанной с дегазацией.

Помимо этих двух главных (по масштабам проявления) процессов имеют место и другие, например, плавление ксенолитов с образованием вокруг них стекловатой корочки, по составу отвечающей ксенолиту и отличающейся от всей массы расплава; или плавление ксенолитов и ассимиляции нового расплава старым. Оба эти явления четко показаны и аналитически охарактеризованы для кратера Мистастин в Канаде (Grieve, 1975).

Несомненно также, что все разнообразие процессов, формирующих геохимический облик импактитов, по-разному проявляется в разных частях кратера, в различных его фациях. С этой точки зрения каждая из фаций (см. гл. I) будет отражать перечисленные процессы в неодинаковой мере. Так, в донной фации будет слабее всего проявляться эффект селективного испарения (Фельдман, 1980), но интенсивнее скажутся реакции расплава с ксенолитами. Воздействие дегазации, вероятно, будет наибольшим в аэродинамических фациях и т. д. Однако для характеристики геохимической специфики каждой фации необходимый фактический материал пока отсутствует.



## Заключение

Подробно охарактеризованные в настоящей монографии метеоритные кратеры представляют достаточно типичный ряд от молодых слабо эродированных структур (Шунак, Эльгыгытгын) до сильно переработанных древних (Янисъярви). Размеры кратеров также колеблются в широких пределах — от первых километров до десятков километров. Это позволило показать на примере описанных астроблем характерные признаки их строения, слагающие их породы, особенности минералов и т. д. Отчетливо видно, что среди признаков, отличающих космогенные структуры от эндогенных, есть критерии как зависящие от размеров объекта, так и не обнаруживающие такой связи<sup>1</sup>.

Среди геологических признаков общими типичными проявлениями ударного метаморфизма служат округлая (или изометрично-полигональная) форма, конусы разрушения, кольцевая зона деформаций. В кратерах меньших размеров характерный признак последней — задирание и запрокидывание пластов (Метеор, Шунак), сменяющееся интенсивными смещениями по разрывным нарушениям радиального и кольцевого характера в более крупных структурах (Эльгыгытгын, Попига́й).

Четкими и определенными являются геофизические признаки: сочетание отрицательных аномалий в магнитном и гравитационном полях, четкая связь дефектной массы с размерами структуры, малая глубина положения центра тяжести и магнитовозмущающего тела (табл. 3-1).

К специфическим особенностям пород астроблем — импактитов — относятся признаки их ударно-метаморфического происхождения: ксенолиты пород мишени и ксенокласты минералов, испытавшие воздействие ударных волн различной силы. Одним из критериев, помогающих при макроскопической диагностике, является специфический облик импактированных кристаллических пород (подробно описанный в гл. VII). Следует быть особенно внимательными при изучении импактитов, поскольку они могут быть сходны с вулканогенными образованиями. Необходимо также подчеркнуть сложность и иногда известную противоречивость взаимоотношений обломочных и расплавных импактитов (гл. VIII), понятную лишь в пределах ударно-взрывной модели формирования. И наконец, отметим возможность отсутствия расплавов в малых структурах (Шунак, Штейнхейм и др.).

Самыми информативными и однозначными для диагностики астроблем признаками служат высокобарные фазы: коэсит, стиштит, алмаз, лонсдейлит, описанные во многих структурах (в Попигае, Рисе, Эльгыгытгыне, Каре, Янисъярви и др.), и диа-

<sup>1</sup> При перечислении признаков ниже использованы материалы не только по подробно описанным в монографии кратерам, но и литературные данные.

Таблица 3-1

Геофизическая характеристика  
некоторых метеоритных кратеров СССР

Название	Гравитационное поле							Магнитное поле	
	поперечник аномалии, км	характер аномалии	макс. аномалия в пределах кратера, мГл	дефектная масса, $n \times 10^9$ т	глубина до центра тяжести, км	амплитуда центр. пологит. аномалии, мГл	поперечник центр. пологит. аномалии, км	характер аномалии	поперечник аномалии, км
Шунак	2,7	округлая отрицат.	—3	0,26 ÷ ÷0,31	0,4	нет	нет	пониженное поле	>3
Эльгыгыт-гын	15,0	отрицат. с пологит. в центре	—12	40	2,8	+1,5	2—3	то же	>15
Янисъярви	20,0	отрицат.	—13	51,5	2,5	нет	нет	»	20—23
Карский	60,0	отрицат. с пологит. в центре	—20 ÷ 25	600	—	+13	полигон. форма 14 км	»	>60
Попигай	100,0	отрицат., внутри кольцо пологит.	—30	1500	—	—	—	сложное аномальное поле; есть кольцо локальных аномалий	100

плектовые преобразования в минералах. Однако при пользовании этими признаками также нужно учитывать ряд ограничений, и прежде всего характер минерального парагенезиса для высокобарных фаз (за исключением стишовита), особенности проявления и ориентировки планарных деформаций (см. гл. I, III, VI).

Наиболее сложный вопрос, возникающий при описании и изучении астроблем, — геохимия расплавных импактитов. Здесь приходится сталкиваться с разнообразием механизмов и условий формирования этих пород, влияющих на их геохимические характеристики, в связи с чем специфические особенности геохимии разных структур пока плохо сопоставляются (гл. X). Все эти признаки по-разному сохраняются и (или) модифицируются в зависимости от характера и интенсивности эрозионных процессов, в свою очередь, связанных с возрастом астроблемы и геологической историей региона (см. гл. IX).

Изучение астроблем переживает свой младенческий возраст. Для ускоренного накопления фактического материала и его корректного истолкования необходимо расширение работ по детальному изучению структур, слагающих их пород и минералов, проведение экспериментальных исследований по ударному метаморфизму, кристаллизации импактных расплавов.

## Литература

- Бадюков Д. Д. Некоторые особенности изменения породообразующих минералов гнейсов из ксенолитов в импактитах Попигойского метеоритного кратера.— В кн.: Региональная геология некоторых районов СССР. (Мат-лы науч. студ. конф.). М., Изд-во Моск. ун-та, 1976.
- Базилевский А. Т., Иванов Б. А. Обзор достижений механики кратерообразования.— В кн.: Механика образования воронок при ударе и взрыве. Сер. «Новое в зарубежной науке», вып. 12. М., «Мир», 1977.
- Баум Ф. А. и др. Физика взрыва. М., «Наука», 1975.
- Башарина Л. А. Экзегалиции на борочных кратерах Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы.— В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Белов В. П. Янисъярви — вулканический некк или метеоритный кратер? — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1976а, т. 51, № 6.
- Белов В. П. Астрооблема Янисъярви (южная Карелия).— «ДАН СССР», 1976б, т. 229, № 6.
- Белов В. П. и др. Импактиты Попигойской астрооблемы: вопросы классификации и номенклатуры.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1975, т. 50, № 1.
- Бельский В. А. О величине среднего денудационного среза высокогорного обрамления Таджикской депрессии за новейший тектонический этап — «ДАН ТаджССР», 1973, т. 16, № 6.
- Белый В. Ф. Схема тектоники и вулканизма южной части Чаун-Чукотки.— «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1968, № 5—6.
- Белый В. Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М., «Наука», 1969.
- Болдун Р. Б. Соотношения между параметрами кратера.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., «Мир», 1968.
- Болдырев А. И. Инфракрасные спектры минералов. М., «Недра», 1976.
- Борисенко Д. М., Левин В. П. Кольцевые структуры — трубки взрыва или метеоритные кратеры? (на примере Торткульской и Шунакской структур).— «ДАН СССР», 1977, т. 237, № 6.
- Вакерли Дж. Ударноволновое сжатие кварца.— В кн.: Динамические исследования твердых тел при высоких давлениях. М., «Мир», 1965.
- Вальтер А. А., Гуров Е. П., Рябенко В. А. Оболонский метеоритный кратер на северо-восточном склоне Украинского щита.— «ДАН СССР», 1977, т. 232, № 1.
- Вальтер А. А., Рябенко В. А. Ильинцевская структура — взрывной метеоритный кратер.— «Геол. журн.», 1976, № 1.
- Вальтер А. А., Рябенко В. А. Взрывные кратеры Украинского щита. Киев, 1977.
- Вальтер А. А., Рябенко В. А., Гуров Е. П. Изучение взрывных метеоритных кратеров — новое направление в современной геологии.— «Геол. журн.», 1978, т. 38, № 3.
- Вальтер А. А. и др. О взрывной (метеоритной) природе Зеленогайской структуры на Украинском щите.— «ДАН СССР», 1976, т. 229, № 1.



- Ван дер Варден Б. Л. Математическая статистика. М., ИЛ, 1960.
- Вдовыкин Г. П. Метеорит Каньон-Дьябло. М., «Наука», 1971.
- Веретенников Н. В., Илькевич Г. И., Махнач А. С. Логойская погребенная котловина — древний метеоритный кратер.— «ДАН БССР», 1979, т. 23, № 2.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953.
- Вишневский С. А. К вопросу о морфоструктуре сложных кратеров.— В кн.: Взаимодействие метеорного вещества с Землей. Новосибирск, «Наука», 1980.
- Вишневский С. А., Пальчик Н. А. Графит в породах Попигайской структуры: разрушение и переход в другие фазы системы углерода.— «Геология и геофизика», 1975, № 1.
- Вишневский С. А. и др. Стишовит в породах Попигайской структуры.— «Геология и геофизика», 1975, № 10.
- Вишневский С. А. и др. Козсит в породах Карской структуры.— «ДАН СССР», 1977, т. 232, № 2.
- Волянец О. Н. О неоднородности составов в потоках и интрузиях кислых лав.— В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Воскресенский С. С. Соотношение тектонических поднятий и денудационного среза.— В кн.: Геоморфологические и гидрогеологические исследования. М., Изд-во Моск. ин-та, 1968.
- Гендлер Т. С., Флоренский П. В., Кузьмин Р. Н. Состояние ионов железа как показатель условий образования тектитов-иргизитов.— «Астроном. вестн.», 1977, т. 11, № 3.
- Геологический словарь. М., «Недра», 1979.
- Гилярова М. А. Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1974.
- Гинтов О. Б., Шевченко Т. П., Голуб В. Н. Об эндогенной природе Ильинцевской структуры.— «Геол. журн.», 1975, т. 35, вып. 1.
- Гуров Е. П. Планарные элементы в биотите из ударно-метаморфизованных пород взрывных метеоритных кратеров Украинского щита.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1977, т. 106, № 6.
- Гуров Е. П., Вальтер А. А. Выбросы Болтышского метеоритного кратера на Украинском щите.— «Геол. журн.», 1977, т. 37, вып. 6.
- Гуров Е. П., Гурова Е. П. Ударно-метаморфизованные породы Эльгыгытгынского метеоритного кратера на Чукотке.— «Метеоритика», 1980, № 39.
- Гуров Е. П., Гурова Е. П., Ракицкая Р. Б. Стишовит и коэсит в ударно-метаморфизованных породах кратера Эльгыгытгын на Чукотке.— «ДАН СССР», 1979, т. 248, № 1.
- Гуров Е. П. и др. Взрывной метеоритный кратер Эльгыгытгын на Чукотке.— «ДАН СССР», 1978, т. 240, № 6.
- Гуров Е. П. и др. Коусит и стишовит из Логойского метеоритного кратера.— «ДАН БССР», 1980, т. 24, № 2.
- Дабижа А. И. Исследование геофизических полей метеоритных кратеров. Автореф. канд. дис. М., 1976.
- Дабижа А. И., Иванов Б. А. Геофизическая модель метеоритных кратеров и некоторые вопросы механики кратерообразования.— «Метеоритика», 1978, вып. 37.
- Дабижа А. И., Федьинский В. В. Особенности гравитационного поля астроблем.— «Метеоритика», 1977, вып. 36.
- Дайняк Л. Г. Высокотемпературные превращения биотита.— «Физические и химические процессы горного производства». М., изд. Моск. горн. ин-та, 1977.
- Доерфель К. Статистика в аналитической химии. М., «Мир», 1969.
- Долгов Ю. А. Включения в породах ударного метаморфизма земных и космических объектов.— «Труды ИГ и Г СО АН СССР», 1978, вып. 403.
- Долгов Ю. А., Вишневский С. А. Газовые включения в минералах и стеклах космических объектов.— «Тез. докл. XI съезда ММА», т. 3. Новосибирск, 1978.

- Дубик Ю. М., Меняйлов И. А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного.— В кн.: Вулканы и извержения. М., «Наука», 1969.
- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Фрондель К. Система минералогии, т. 3. Минералы кремнезема. М., «Мир», 1966.
- Енокиан В. С. и др. Новое о строении Усть-Карской депрессии на Пай-Хое.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР, № 6, Сыктывкар, 1970.
- Загальская Ю. Г., Литвинская Г. П. Геометрическая кристаллография. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976.
- Зейлик Б. С., Сушков В. А. Тайны уснувших вулканов.— «Природа», 1976, № 5.
- Зоткин И. Т., Цветков В. И. О поисках метеоритных кратеров на Земле.— «Астроном. вестн.», 1970, т. 4, № 1.
- Кала Э. А., Пуура В. А., Сууроя К. А. О Кярдлаской кратерообразной структуре на о. Хийумаа.— В кн.: Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики. (Тез. VII годовичного совещ. Комис. по тектонике Белоруссии и Прибалтики). Вильнюс, 1978.
- Каменцев И. Е., Блюмштейн Э. И. Рентгеновское определение состава и Al—Si упорядоченности плагиоклазов.— В кн.: Кристаллохимия и структура минералов. Л., «Наука», 1974.
- Кац М. Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле.— «Труды ГИН АН СССР», М., «Наука», 1966, № 158.
- Кац М. Я. Анализ гетерогенности минералов.— «Труды ГИН АН СССР». М., «Наука», 1977, № 306.
- Кинг Э. Космическая геология. М., «Мир», 1979.
- Ключкин В. В., Виньковецкая Д. Ф. Древний вулкан Шунак в Центральном Казахстане.— В кн.: XXIII Герценовские чтения. Межвузовская конференция, 1970, География и геология. Л., 1970.
- Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., «Недра», 1967.
- Космогенные структуры Земли. М., «Наука», 1980.
- Левин Б. Ю. Метеоритный кратер под ледяным покровом Антарктиды?— «Земля и вселенная», 1978, № 3.
- Лобач-Жученко С. Б. и др. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., «Наука», 1972.
- Луцицкий И. В. Основы палеовулканологии, т. 1, 2. М., «Наука», 1971.
- Масайтис В. Л. Геологические последствия падения кратерообразующих метеоритов. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1973.
- Масайтис В. Л. Некоторые древние метеоритные кратеры на территории СССР.— «Метеоритика», 1974а, № 33.
- Масайтис В. Л. Псевдомагматические и другие геологические формации ударно-взрывного происхождения.— В кн.: Проблемы магматических формаций. М., «Наука», 1974б.
- Масайтис В. Л. Астроблемы на территории СССР.— «Сов. геология», 1975, № 11.
- Масайтис В. Л. Морфология и глубинное строение земных метеоритных кратеров и астроблем.— «Письма в Астрономический журнал», 1977, т. 3, № 1.
- Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Попигаийский метеоритный кратер. М., «Наука», 1975.
- Масайтис В. Л., Райхлин А. И., Селивановская Т. В. Общие принципы классификации и номенклатуры взрывных брекчий и импактитов.— «Литология и полезные ископаемые», 1978, № 1.
- Масайтис В. Л., Синдеев А. С., Старицкий Ю. Р. Импактиты астроблемы Янисъярви.— «Метеоритика», 1976, вып. 35.
- Масайтис В. Л., Футергендлер С. И., Гневушев М. А. Алмазы в импактитах Попигаийского метеоритного кратера.— ЗВМО, 1972, вып. 1.
- Масайтис В. Л. и др. Карлинская, Оболонская и Ротмистровская астроблемы в европейской части СССР.— «ДАН СССР», 1976, т. 230, № 1.



- Масайтис В. Л. и др. Метеоритные кратеры и астроблемы на территории СССР.— «ДАН СССР», 1978, т. 240, № 5.
- Масайтис В. Л. и др. Гипербарические фазы кремнезема в Терновской астроблеме. — «ДАН СССР», 1980, т. 255, № 3.
- Марфунин А. С. Введение в физику минералов. М., «Недра», 1974.
- Маслов М. А. Верхнемезозойские вулкано-тектонические структуры областей автономной активизации крайнего северо-востока европейской части СССР.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.
- Маслов М. А. О происхождении Карской депрессии.— «Метеоритика», 1977, вып. 36.
- Метеоритные структуры на поверхности планет. М., «Наука», 1979.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.
- Михайлова Н. П. и др. О природе Ильинцевой кольцевой структуры в новом свете палеомагнитных данных.— «Геол. журн.», 1978, т. 38, № 5.
- Михайлов М. В., Шурыгин А. Г., Харьюзов Л. С. Беенчине-Салатинский метеоритный кратер.— «ДАН СССР», 1979, т. 245, № 4.
- Мотуза Г. Б., Гайлюс Р. П. О предполагаемых астроблемах Литвы.— В кн.: Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики. (Тез. VII годовичного совещ. Комис. по тектонике Белоруссии и Прибалтики). Вильнюс, 1978.
- Нагайцев Ю. В. Петрология метаморфических пород Ладожского и Беломорского комплексов. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1974.
- Некрасов И. А. Экспедиция на озеро Эльгыгытгын.— «Проблемы Севера», 1958, вып. 1.
- Некрасов И. А. О происхождении и истории котловины озера Эльгыгытгын.— «Геология и геофизика», 1963, № 1.
- Некрасов И. А., Раудонис П. А. Метеоритные кратеры.— «Природа», 1963, № 8.
- Никонов А. А. Вертикальные движения побережий полярных морей.— «Природа», 1978, № 6.
- Обручев С. В. На самолете в восточной Арктике. Л., 1934.
- Обручев С. В. Орографический очерк Чукотского округа (Чукотская летняя экспедиция 1932—1933 гг.).— «Труды АНИИ», 1936, т. 54, вып. 2.
- Обручев С. В. Район Чауйской губы. Геологический и орографический очерк.— «Труды АНИИ», 1938, т. 112, вып. 4.
- Обручев С. В. По горам и тундрам Чукотки (экспедиция 1934—1935 гг.). М., Географиздат, 1957.
- Осолодков Д. Г. и др. О строении Карской депрессии. — «Сов. геология», 1975, № 3.
- Парфенова О. В., Яковлев О. И., Косолапов А. И. Некоторые закономерности испарения вещества мишени при метеоритном ударе.— «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1976, № 3.
- Петров В. Г. Особенности строения Калужской структуры.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1969, т. 44, вып. 6.
- Петров В. Г. О кольцевых вулкано-тектонических структурах на Русской плите.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Центральных районов европейской части СССР, вып. 6. М., НТО ГУЦР, 1970.
- Петров В. Г. О выделении Калужско-Бельской структурной зоны.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1971, т. 46, вып. 3.
- Плюснина И. И. Инфракрасные спектры силикатов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1967.
- Плюснина И. И. Исследование особенностей инфракрасных спектров плагиоклазов в зависимости от состава и структурной упорядоченности.— «ДАН СССР», 1976, т. 231, № 3.
- Плюснина И. И. Инфракрасные спектры минералов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1977.
- Пономаренко А. И., Спецнус З. В., Любушкин В. А. Кианитовый эклогит с коэситом.— «ДАН СССР», 1977, т. 236, № 1.



- Райхлин А. И., Машак М. С. Петрохимическое сопоставление импактивов Попигаевского кратера и кристаллических пород его основания.— «Метеоритика», 1977, вып. 36.
- Ракчеев А. Д. Новая спектрофотометрическая установка для исследования микрокристаллов. — «ДАН СССР», 1960, т. 130, № 4.
- Ракчеев А. Д. Номограммы для определения показателей преломления и коэффициента поглощения акцессорных и рудных минералов в горных породах (Тезисы докладов).— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1966, т. 51, вып. 2.
- Растворова В. А. Величина денудационного среза Алтая за неотектонический этап.— «Геоморфология», 1973, № 3.
- Растворова В. А. О методике подсчета денудационного среза.— «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1976, № 6.
- Розенберг Л. И. Масштабы денудационного среза Горного Алтая за кайнозойское время.— «Геоморфология», 1975, № 3.
- Ронка Л. Б. Метеоритный удар и вулканизм.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., «Мир», 1968.
- Рост Р., Долгов Ю. А., Вишневецкий С. А. Газы во включениях импактных стекол кратера Рис (ФРГ) и находка высокобарических полиморфов углерода.— «ДАН СССР», 1978, т. 241, № 3.
- Рысюков И. Л. Молодые вулканогенные образования Пай-Хоя.— «Проблемы Арктики», 1939, № 9.
- Сазонова Л. В., Никишина Н. Н. Связь внутреннего строения и условий залегания плавленых стекол Карского метеоритного кратера.— В кн.: Космохимия метеоритов, Луны и планет. Киев, 1980.
- Сахарова М. С., Черкасов Ю. А. Иммерсионный метод минералогических исследований. М., Изд-во Моск. ун-та, 1970.
- Скрынник Г. В. Метеоритные кратеры на Земле.— «Астроном. вестн.», 1977а, т. 11, № 4.
- Скрынник Г. В. Природа центрального и кольцевых поднятий в метеоритных кратерах Земли. — «Геол. журн.», 1977б, т. 37, вып. 3.
- Соболев В. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949.
- Соболев В. С. Федоровский метод. М., Госгеолтехиздат, 1964.
- Соболев Н. В. и др. Включения коэзита, граната и омфацита в якутских алмазах— первая находка парагенезиса коэзита.— «ДАН СССР», 1976, т. 230, № 6.
- Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладжожской формации.— «Труды ЛАГЕД АН СССР», 1954, вып. 4.
- Трегер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М., «Недра», 1968.
- Устрицкий В. И. Мезозойские отложения, кайнотипные лавы и туфобрекчи Пай-Хоя.— «Труды НИИГА», 1953, вып. 72.
- Фельдман В. И. и др. Некоторые особенности химического состава импактитов метеоритного кратера Эльгыгытгын (Чукотка).— «Метеоритика», 1980, № 39.
- Фельдман В. И., Грановский Л. Б., Никишина Н. Н. Шоковый метаморфизм породообразующих минералов (на примере астроблемы Янисъярви). (Тез. докл. XI съезда ММА, т. 3). Новосибирск, 1978.
- Фельдман В. И., Дабижа А. И., Грановский Л. Б. Метеоритный кратер Шунак.— «Метеоритика», 1979, вып. 38.
- Фирсов Л. В. О метеоритном происхождении Пучеж-Катунского кратера.— «Геотектоника», 1965, № 2.
- Фишман М. В. Позднемезозойский вулканизм юга Карского побережья.— В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1973.
- Флоренский П. В. Иргизиты-тектиты из метеоритного кратера Жаманшин (Северное Приаралье).— «Астроном. вестн.», 1975а, т. 9, № 4.
- Флоренский П. В. Метеоритный кратер Жаманшин (Северное Приаралье) и его тектиты и импактиты.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975б, № 10.

- Ханн В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М., «Недра», 1971.
- Ханн В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., «Недра», 1977.
- Хрянина Л. Н. Соболевский метеоритный кратер (хр. Сихотэ-Алинь).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1978, № 8.
- Челищев Н. Ф. Об эволюции формы оливина в процессе кристаллизации оливинового габбро-норита в экспериментальных условиях.— в кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М., «Наука», 1970.
- Чиждова И. Г. Кольцевые морфоструктуры и их роль в локализации эндогенного оруденения (на примере Тимано-Уральского региона).— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., ВСЕГЕИ, 1973.
- Шорт Н. М. Ударные процессы в геологии.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., «Мир», 1968.
- Элерс Э. Интерпретация фазовых диаграмм в геологии. М., «Мир», 1975.
- Юрк Ю. Ю., Еременко Г. К., Полканов Ю. А. Болтышская котловина — ископаемый метеоритный кратер.— «Сов. геология», 1975, № 2.
- Яковлев О. И. Экспериментальное исследование процессов испарения и конденсации в вакууме в связи с некоторыми проблемами лунного вещества. Автореф. канд. дис. М., 1974.
- Яковлев О. И., Парфенова О. В., Архангельская В. Н. Изменение состава пород при образовании ударных расплавов.— «ДАН СССР», 1978, т. 240, № 4.
- Ahrens T. J., Peterson C., Rosenberg J. T. Shock compression of feldspars.— «J. Geophys. Res.», 1969, vol. 74, pp. 2727—2726.
- Basilevsky A. T., Granovsky L. B., Ivanov B. A. Gran size distribution and relative length of fragments in allogene breccias of the meteoritic craters Janisjarvi, Karelia and Kara, the Polar Ural.— «IX Lun. a. Plan. Sci. Conf., Abstr.», pt. 1. Houston, 1978.
- Borg I. Y. Some shock effects in graudiorite to 270 kbar at the Pildoiver site.— In: Flow and fracture of rock., 1972.
- Borg I. Y., Handin J. Experimental deformation of crystalline rocks.— «Tectonophysics», 1966, vol. 3, pp. 249—368.
- Bouška V. Geochemický vyzkum vltavinú a jejich vznik. Autoref. dokt. dis. Praha, 1978.
- Bunch T. E. Some characteristics of selected minerals from craters.— In: Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, 1968.
- Bunch T. E., Cassidy W. A. Petrographic and electron microprobe study of the Monturaqui impactite.— «Contr. Mineral and Petrol.», 1972, vol. 36, N 2.
- Bucher W. H. Cryptoexplosion structures caused from without or from within the earth («astroblesmes» or «geoblesmes?»).— «Amer. J. Sci.», 1963, vol. 261, pp. 517—649.
- Cannon P. I. Meteorite impact crater discovered in Central Alaska with landsat imagery.— «Science», 1977, vol. 196, N 4296.
- Carli De P. S. Observations of the effects of explosiv shock on crustalline solids.— In: Shock metamorphism of natural materials, Baltimore, 1968.
- Carstens H. Thermal history of impact melt rocks in Fennosckandian shield.— «Contr. Mineral. and Petrol.», 1975, vol. 50, N 2.
- Carter N. L. Basal quartz deformation lamellae—a criterion for recognition of impactites.— «Amer. J. Sci.», 1965, vol. 263, pp. 786—806.
- Carter N. L. Dynamic deformation of quartz.— In: Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, 1968.
- Carter N. L., Christie J. M., Griggs D. T. Experimental deformation and recrystallization of quartz.— «J. Geol.», 1964, vol. 72, N 6.
- Catalogue of terrestrial crateriform structures. Part I. Canada. Paris, 1972.
- Caty J.-L., Chown E. H., Denis W. R. A new astrobleme: Ile Rouleau structure, Lake Mistassini, Quebec.— «Can. J. of Earth Sci.», 1976, vol. 13, N 6.
- Chao E. Shock effect in certain rock-forming minerals.— «Science», 1967, vol. 156, N 3772.



- Chao E. Pressure and temperature histories of impact metamorphic rocks—based on petrographic observations.—In: Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, 1968.
- Chao E. C. et al. Stishovite, a very high pressure new mineral from Meteor crater, Arizona.—«J. Geophys. Res.», 1962, vol. 67, N 1.
- Classen J. Catalogue of 230 certain, probable, possible and doubtful impact structures.—«Meteoritics», 1977, vol. 12, N 1.
- Cummings D. Kink-bands: shock deformation of biotite resulting from a nuclear explosion.—«Science», 1965, vol. 148, pp. 950—952.
- Cummings D. Shock deformation of biotite around a nuclear explosion.—In: Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, 1968.
- Currie K. L., Shafiqullah M. Geochemistry of some large Canadian Craters.—«Nature», 1968, vol. 218, N 5140.
- Currie K. L. Origin of igneous rocks associated with shock metamorphism as suggested by geochemical investigations of Canadian craters.—«J. Geophys. Res.», 1971, vol. 76, N 23.
- Currie K. L. Geology and petrology of the Manicouagan resurgent Caldera, Quebec.—«Geol. Surv. of Canada Bul.», 1972, vol. 198.
- Dence M. R. Impact melts.—«J. Geophys. Res.», 1971, vol. 76, N 23.
- Dence M. R. The nature and significance of terrestrial impact structures.—«Int. Geol. Congr., Sec. 15», Montreal, 1972a.
- Dence M. R. New developments in Sudbury Geology. Meteorite impact craters and the structure of the Sudbury Basin.—«The Geol. Assoc. of Canada, Special paper», 1972b, N 10.
- Dence M. R., Grieve R. A. F., Robertson P. B. Terrestrial impact structures: Principal characteristics and energy considerations.—In: Impact and explosion cratering, N. Y., 1977.
- Dence M. R., Robertson P. B., Wirthlin R. L. Coesite from the Lake Wanapeteci Crater, Ontario.—«Earth a. Plan. Sci. Lett.», 1974, vol. 22, N 2.
- Dent B. Glacial Exhumation of Impact Craters on the Canadian Shield.—«Geol. Soc. Amer. Bul.», 1973, vol. 84, N 4.
- Dietz R. S. Meteorite impact suggested by shatter cones in rock. Three cryptoexplosion structure yield new evidence of natural hyper-velocity shocks.—«Science», 1960, vol. 131, N 3416.
- Dietz R. S. Shatter Cones (Shock Fractures) in Astroblemes.—«Int. Geol. Congr., Sec. 15, XXIV Sess.», Montreal, 1972.
- Dietz R. S. Elgygytgyn Crater, Siberia: probable source of Australasian Tektite Field.—«Meteoritics», 1977, vol. 12, N 2.
- Dietz R. S., McHone J. F. Elgygytgyn: Probable the World's largest meteorite crater.—«Geology», 1976, vol. 4, N 7.
- Dworak U. Stoßwellenmetamorphose des Anorthosits vom Manicouagan Krater, Quebec, Canada.—«Contr. Mineral. and Petrol.», 1969, vol. 24, pp. 306—347.
- El Goresy A. The opaque minerals in impactite glasses.—In: Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, 1968.
- Engelhardt W. von. Detrital impact formation.—«J. Geophys. Res.», 1971, vol. 76, N 23.
- Engelhardt W. von. Meteoritenkratern.—«Naturwissenschaften», 1974, vol. 61, N 10.
- Engelhardt W. von et al. Shock metamorphism of lunar rocks and origin of the regolith at the Apollo 11 landing site.—In: Proc. 1th Lun. a. Plan. Sci. Conf., vol. 1. Houston, 1970.
- Engelhardt W. von et al. Shock metamorphism and origin of regolith and breccias at the Apollo 11 and 12 landing sites.—In: Proc. 2th Lun. a. Plan. Sci. Conf., vol. 2, Houston, 1971.
- Engelhardt W. von, Bertsch W. Shock Induced Planar Deformation Structures in Quartz from the Ries Crater, Germany.—«Contr. Min. a. Petrol.», 1969, vol. 20, N 3.
- Engelhardt W. von, Graup G. Stoßwellenmetamorphose in Kristallin der Forschungsbohrung Nördlingen 1972.—«Geologica Bavarica», 1977, vol. 75.



- Engelhardt W. von et al. Observations on quartz deformation in the Breccias of West Clearwater Lake, Canada and the Ries Basin, Germany.— In: Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, 1968.
- Engelhardt W. von, Stöffler D. Stages of Shock metamorphism in the crystalline rocks of the Ries Basin, Germany.— In: Shock metamorphism of natural materials, Baltimore, 1968.
- Ernst K. The structure of the Ries Crater from geoelectric depth soundings.— «Zeit. f. Geophys.», 1974, vol. 40, N 5.
- Escola P. On volcanic necks in Lake Janisjarvi in eastern Finland.— «Bul. Commis. Geol. Finland.», 1921, N 55.
- Fabre J., Kazi-Tani N., Megartsi M. Le «rond» de l'Ouarkiz (Sahara nord-occidental): un astroleme? C. R. Acad. Sci., Paris, 1970, t. 270, ser. D, pp. 1212—1215.
- Farmer V. C. The layer silicates.— In: The infrared spectra of minerals. London, 1974.
- Feldman V. I., Granovsky L. B. Meteoritic crater Shunak, the Central Kazakhstan, USSR.— «IX Lun. a. Plan. Sci. Conf. Abstr.», vol. 1. Houston, 1978.
- Feldman V. I. et al. Some peculiarities of geochemistry of impactites of Janisjarvi, south-west Karelia and Kara, Polar Ural, Astroblemes.— «X Lun. a. Plan. Sci. Conf. Abstr.», pt. 1. Houston, 1979.
- Floran R. J. et al. Manicouagan impact melt, Quebec. 1. Stratigraphy, petrology and chemistry.— «J. Geophys. Res.», 1978, vol. 83, N B6.
- Floran R. J., Dence M. R. Morphology of the Manicouagan Ringstructure, Quebec and some comparisons with Lunar basins and craters.— «Proc. Lun. Conf. 7th». Houston, 1976, pp. 2845—2865.
- Fredriksson K. et al. Lonar Lake, India: An impact crater in Basalt.— «Science», 1973, vol. 180, pp. 862—864.
- French B. M. Sudbury structure Ontario: some petrographic evidence for an origin by meteorite impact.— In: Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, 1968.
- French B. M., Muller E. H., Ward P. L. Savanoski crater, Alaska: A possible meteorite impact structure.— «Meteoritics», 1972, vol. 7, N 2.
- Gash P. J. S. Dynamic mechanism for the formation of shatter cones.— «Nature, Phys. Sci.», 1971, vol. 230, p. 32.
- Gibbons R. V., Ahrens T. J. Effects of shock pressure on calcic plagioclase.— «Phys. and Chem. Mineral.», 1977, vol. 1, N 1.
- Gilluly J., Reed J. C. Jr., Cady W. M. Sedimentary volumes and their significance.— «Geol. Soc. Amer. Bul.», 1970, vol. 81, N 2.
- Granovsky L. B., Feldman V. I. Some peculiarities of geologic setting of Janisjarvi impactites, South-west Karelia, USSR.— «IX Lun. a. Plan. Sci. Conf. Abstr.», pt. 1. Houston, 1978.
- Granovsky L. B. et al. A study of biotites from allogene breccia of impact crater Janisjarvi.— «X Lun. a. Plan. Sci. Conf. Abstr.», pt. 1. Houston, 1979.
- Graup G., Stöffler D. Petrologische Befunde in Nördlinger Ries.— «Aufschluss», 1974, vol. 7/8, pp. 395—403.
- Grieve R. A. F. Petrology and chemistry of the impact melt at Mistastin Lake crater, Labrador.— «Geol. Soc. Amer. Bul.», 1975, vol. 86, N 12.
- Grieve R. A. F. The melt rocks at Brent Crater, Ontario, Canada.— «Proc. IX Lun. a. Plan. Sci. Conf.», 1978, vol. 2.
- Grieve R. A. F., Dence M. R. Principal characteristics of the impactites at Brent crater, Ontario, Canada.— «IX Lun. a. Plan. Sci. Conf. Abstr.», vol. 1. Houston, 1978.
- Grieve R. A. F., Dence M. R., Robertson P. B. Cratering processes: As interpreted from the occurrence of impact melts.— In: Impact and Explosion Cratering, N. Y., 1977.
- Grieve R. A. F., Robertson P. B. Variations in shock deformation at the Slate Islands impact structure, Lake Superior.— «Contr. Mineral. and Petrol.», 1976, vol. 58, N 1.

- Gurov E. P. et al. Elgygytgyn impact crater, Chucotka: shock metamorphism of volcanic rocks.—«X Lun. a. Plan. Sci. Conf. Abstr.», pt. 2. Houston, 1979.
- Halls H. C., Grieve R. A. F. The Slate Islands: a probable complex meteorite impact structure in Lake Superior.—«Can. J. of Earth Sci.», 1976, vol. 13, N 9.
- Hanneman R. E., Strong H. M., Bundy F. P. Hexagonal diamonds in meteorites: implications.—«Science», 1967, vol. 155, N 3765.
- Hartmann W. K. Terrestrial and Lunar Flux of Large meteorites in the last two Billions Years.—«Icarus», 1965, vol. 4, N 2.
- Hartmann W. K. Interplanet variations in scale crater morphology: Earth, Mars, Moon.—«Icarus», 1972, vol. 17, N 3.
- Hartmann W. K. Cratering in the Solar System.—«Sci. Amer.», 1977, vol. 236, N 1.
- Hornemann W. R., Müller W. Shock-induced deformation twin in clinopyroxene.—«Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.», 1971, N 6.
- Hörz F. Statistical measurements of deformation structures and refractive indices in experimentally shock-loaded quartz.—In: Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, 1968.
- Hörz F., Ahrens T. J. Deformation of experimentally shocked biotite.—«Amer. J. Sci.», 1969, vol. 267, pp. 1213—1229.
- Hörz F., Quaide W. L. Debaye-Shairer investigations of experimentally shocked silicates.—«Moon», 1973, vol. 6, N 1—2.
- Howard K. A., Offield T. W., Wilshire H. G. Structure of Sierra Madra, Texas, as a guide to central peaks of Lunar Craters.—«Geol. Soc. Amer. Bul.», 1972, vol. 83, N 9.
- Innes M. J. S. Recent advances in meteorite crater research at the Dominion Observatory, Ottawa, Canada.—«Meteoritics», 1964, vol. 2, N 3.
- Ivanov B. A., Basilevsky A. T. On the problem of central mounds/peaks formation in impact craters: observations and simulation.—«X Lun. a. Plan. Sci. Conf. Abstr.», pt. 2. Houston, 1979.
- Jackovlev O. I. Factors of the selective vaporization of melts in vacuum (on the examples of vaporization of alkalis— $K_2O$  and  $Na_2O$ ).—«VII Lun. Sci. Conf. Abstr.», 1976, vol. 1.
- James O. B. Shock and thermal metamorphism of basalt by nuclear explosion. Nevada Test Site.—«Science», 1969, vol. 166, pp. 1615—1620.
- King E. A. Space Geology. N. Y., 1976. (Русский перевод: Кинг Э. Космическая геология. М., «Мир», 1979).
- Kieffer S. W., Schaal R. B. Shocked basalt from Lunar impact crater, India, and experimental analogues.—«Proc. Lun. Sci. Conf. 7th», 1976, pp. 1391—1412.
- Koljonen T., Rosenberg R. J. Major elements and REE in tektites and three probable shock-metamorphic rock series of the Baltic shield.—«Geochim. J.», 1976, vol. 10, N 1.
- Lambert P. The meteoritic contamination in the Rochechouart crater: statistical geochemical investigations.—In: Flagstaff; Symposium on Planetary Cratering Mechanics, Flagstaff, 1976.
- Lehtinen M. Lake Lappajärvi, a meteorite impact site in Western Finland.—«Geol. Survey of Finland Bul.», 1976, N 282, pp. 1—84.
- Lipschuts M. E. Diamonds in the Dyalpur meteorite.—«Science», 1962, vol. 138, N 3546.
- Lofgren G. E. Plagioclase crystal morphology as determined by growth temperature.—In: Abstr. 5.3 in program for Advanced Study Institute of Feldspars, Manchester, 1972.
- Marchand M., Crockett J. H. Sr isotopes and trace element geochemistry of the impact melt and target rocks at the Mistastin Lake crater, Labrador.—«Geoch. Cosmoch. Acta», 1977, vol. 41, N 10.
- Martini J. E. J. Coesite and stishovite in the Vredefort Dome, South Africa.—«Nature», 1978, vol. 272, N 5655.



- Meen V. B. Mereweter Crater—a possible meteor crater.—«*Geol. Assoc. Canada Proc.*», 1975, vol. 9.
- Moore C. B. Nickel. Handbook of elemental abundances in meteorites. N. Y.—Paris—London, 1971.
- Mügge O. Über Translationen und verwandte Erscheinungen in Krystallen.—«*Neues Jahrb. Mineral. Geol. Paläont.*», 1898, vol. 1, pp. 71—158.
- Müller W. F. Elektronenmikroskopischer Nachweis amorpher Bereiche in stoßwellenbeanspruchten Quarz.—«*Naturwiss.*», 1969, vol. 56, S. 279.
- Müller W. F., Defourneaux M. Deformations-strukturen in Quarz als Indikatoren für Stoßwellen: Eine experimentelle untersuchung an Quarzeinkristallen.—«*Zeit. für Geophysik*», 1968, vol. 34, SS. 183—505.
- Müller W. F., Hornemann U. Deformation microstructures in shockloaded olivine.—«*Nature*», 1968, vol. 220, p. 1227.
- Müller W. F., Hornemann U. Shock-induced planar deformation structures in experimentally shock-loaded olivines and in olivines from chondritic meteorites.—«*Earth and Planet. Sci. Lett.*», 1969, vol. 7, pp. 251—264.
- Mutch T. A. et al. The Geology of Mars. Princeton University Press. Princeton, 1976.
- Neathery T. L., Bentley R. D., Lines G. C. Cryptoexplosive structure near Wetumpka, Alabama.—«*Geol. Soc. Amer. Bul.*», 1976, vol. 87, N 4.
- Offield T. W., Pohn H. A. Deformation at the Decaturville impact structure, Missouri.—«*Impact and Explosion cratering*». N. Y., 1977.
- Palme H., Göbel E., Grieve R. A. F. The distribution of volatile and siderophile elements in the impact melt of Clearwater East (Quebec).—«*X Lun. a. Plan. Sci. Conf. Abstr.*», pt. 3. Houston, 1979.
- Palme H. et al. Meteoritic material at five large impact craters.—«*Geoch. Cosmoch. Acta*», 1978, vol. 42, N 3.
- Palme H., Wolf R., Grieve R. New data on meteoritic material at terrestrial impact craters.—«*IX Lun. a. Plan. Sci. Conf. Abstr.*», vol. 2. Houston, 1978.
- Papunen H. Chemical composition and origin of the shock metamorphic rocks of the Sääksjärvi area, Finland.—«*Bul. Geol. Soc. Finland*», 1973, vol. 45, N 1.
- Patton W. W., Jr., Miller T. P. Meteorite impact crater in Central Alaska.—«*Science*», 1978, vol. 201, N 4352.
- Phinney W. G., Simonds C. H. Dynamical implications of the petrology and distribution of impact melt rocks.—In: *Impact and Explosion Cratering*. N. Y., 1977.
- Pike R. Genetic implication of the shapes of Martian and Lunar Craters.—«*Icarus*», 1971, vol. 15, N 3.
- Preuss E. Einführung in die Ries Forschung.—«*Geol. Bavar.*», 1969, vol. 61.
- Robertson P. B. Zones of shock metamorphism at the Charlevoix impact structure, Quebec.—«*Geol. Soc. Amer. Bul.*», 1975a, vol. 86, N 12.
- Robertson P. B. Experimental shock metamorphism of maximum microcline.—«*J. Geophys. Res.*», 1975b, vol. 80, N 14.
- Robertson P. B., Dence M. R., Vos M. A. Deformation in rock-forming minerals from Canadian Craters.—In: *Shock metamorphism of natural materials*. Baltimore, 1968.
- Robertson P. B., Grieve R. A. F. Haughton Dome and Slate Islands: Recently discovered Canadian impact structures.—«*Meteoritics*», 1975, vol. 10, N 4.
- Roddy D. I. Pre-impact conditions and cratering processes at the Flynn Creek Crater, Tennessee.—In: *Impact and Explosion Cratering*. N. Y., 1977.
- Roddy D. J. et al. Meteor Crater, Arizona, rim drilling with thickness, structural uplift, diameter, depth, volume and mass-balance calculations.—«*Proc. 6th Lun. Sci. Conf.*», vol. 3. Houston, 1975.
- Roddy D. J., Davis L. K. Shatter Cones at TNT explosion craters.—«*Trans. Amer. Geophys. Union*», 1969, vol. 50, p. 220.
- Rondot I. Impactite of the Charlevoix structure, Quebec, Canada.—«*J. Geophys. Res.*», 1971, vol. 76, N 23.



- Rybach L., Adams J. A. S. The radioactivity of the Ivory Coast tektites and the formation of the Bosumtwi crater (Ghana).—«Geoch. Cosmoch. Acta», 1969, vol. 33, N 9.
- Sanders D. M., Haller W. K. Effect of water vapor on sodium vaporization from two silica-based glasses.—«J. Amer. Ceram. Soc.», 1977, vol. 60, N 3—4.
- Schneider H. Shock-induced mechanical deformations in biotites from crystalline rocks of the Ries crater (Southern Germany).—«Contr. Mineral. and Petrol.», 1972, vol. 37, N 1.
- Schneider E., Wagner G. A. Shatter cones produced experimentally by impacts in limestone targets.—«Earth and Planet. Sci. Lett.», 1976, vol. 32, N 1.
- Sclar C. B. Shock wave damage in olivine.—«Trans. Amer. Geophys. Union», 1969, vol. 50, p. 219.
- Short N. M. Experimental microdeformation of rocks materials by shock pressure from laboratory-scale impacts and explosions.—In: Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, 1968.
- Short N. M. Shock metamorphism of basalt.—«Mod. Geol.», 1969, vol. 1, pp. 81—95.
- Short N. M. Anatomy of meteorite impact crater: West Hawk Lake, Manitoba, Canada.—«Geol. Soc. Amer. Bul.», 1970a, vol. 81, N 3.
- Short N. M. Evidence and implications of shock metamorphism in lunar samples.—«Proc. 1th Lun. a. Plan. Sci. Conf.», vol. 1. Houston, 1970b.
- Siegal B. S., Wickman E. Geometric interpretation of the ratio of the overall diameter for lunar and terrestrial craters.—«J. Geophys. Res.», 1973, vol. 78, N 26.
- Smith W. C. The silica-glass from crater of Auouelloul (Adrar, western Sahara).—«Bul. Inst. d'Afrique noire», 1952, vol. 14, N 3.
- Smith E. I. Determination of origin of small lunar and terrestrial craters by depth-diameter ratio.—«J. Geophys. Res.», 1973, vol. 78, N 23.
- Snee L. W., Ahrens T. J. Shock-induced deformation features in terrestrial peridot and lunar dunite.—«Proc. 6th Lun. Sci. Conf.», vol. 1. Houston, 1975.
- Spencer L. J. Meteoritic iron and silica-glass from the meteorite craters of Henbury (Central Australia) and Wabar (Arabia).—«Mineral Mag.», 1933, vol. 23, N 142.
- Stähle V. Natural shock behavior of almandite in metamorphic rocks from the Ries crater, Germany.—«Earth and Planet. Sci. Lett.», 1975, vol. 25, pp. 71—81.
- Stephens J. R., Kothari B. K. Laboratory condensation of silicates.—«IX Lun. a. Plan. Sci. Conf. Abstr.», 1978, vol. 2.
- Stöffler D. Deformation und Umwandlung von Plagioklas durch Stoßwellen in den Gesteinen des Nördlinger Ries.—«Contr. Mineral and Petrol.», 1967, vol. 16, pp. 51—83.
- Stöffler D. Shocked deformation of sillimanite from the Ries crater.—«Earth and Planet. Sci. Lett.», 1970, vol. 10, pp. 115—120.
- Stöffler D. Progressive metamorphism and classification of shocked and Brecciated Crystalline Rocks at impact craters.—«J. Geophys. Res.», 1971a, vol. 76, N 23.
- Stöffler D. Coesite and stishovite in shocked crystalline rocks.—«J. Geophys. Res.», 1971b, vol. 76, N 23.
- Stöffler D. Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock process. I. Behavior of minerals under shock compression.—«Fortschr. Mineral.», 1972, vol. 49, pp. 50—113.
- Stöffler D. Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock processes. II. Physical properties of shocked minerals.—«Fortschr. Mineral.», 1974, vol. 51, N 2.
- Stratigraphic Atlas of North and Central America. Edited by T. D. Cook and A. W. Bally. Princeton University Press, Princeton, 1975.
- Stroube W. B. et al. A chemical study of the impact glasses and basalts from Lonar Crater, India.—«Meteoritics», 1978, vol. 13, N 2.

- Svensson** N.-B. Probable meteorite impact crater in Central Sweden.—«Nature Phys. Sci.», 1971, vol. 229, N 3.
- Taylor** S. R., **Kolbe** P. Henbury impact glass: parent material and behaviour of volatile elements during melting.—«Nature», 1964, vol. 203, N 4943.
- Taylor** S. R. Composition of meteorite impact glass across the Henbury strewnfield.—«Geoch. Cosmoch. Acta», 1967, vol. 31, N 6.
- Thomas** M. D., **Innes** M. J. S. The Gow Lake impact structure, northern Saskatchewan.—«Can. J. of Earth Sci.», 1977, vol. 14, N 8.
- Turner** J. Analysis of kinks in micas of an Innsbruck mica schist.—«Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.», 1964, N 9.
- Waddington** E. D., **Dence** M. R. Skeleton Lake—a paleozoic impact crater in Central Canada.—«Meteoritics», 1975, vol. 10, N 4.
- Walter** L. S., **Carroñ** M. K. Vapor pressure and vapor fractionation of silicate melts of tektite composition.—«Geoch. Cosmoch. Acta», 1964, vol. 28, N 6.
- Walter** L. S., **Giutronich** J. E. Vapor fractionation of silicate melts at high temperatures and atmospheric pressures.—«Solar Energy», 1967, vol. 11, N 3—4.
- White** W. A. Deep erosion by continental ice sheets.—«Geol. Soc. Amer. Bul.», 1972, vol. 83, N 4.

# Оглавление

Введение . . . . .	3
<i>Глава I</i>	
АСТРОБЛЕМЫ ЗЕМЛИ (В. И. Фельдман) . . . . .	5
I.1. Распространенность астроблем . . . . .	5
I.2. Возраст астроблем . . . . .	6
I.3. Размеры и морфология астроблем . . . . .	7
I.4. Внутреннее строение астроблем . . . . .	8
I.5. Горные породы астроблем — импактиты . . . . .	10
I.6. Признаки ударного метаморфизма . . . . .	14
I.6.1. Конусы разрушения . . . . .	14
I.6.2. Диаплектовые преобразования в минералах . . . . .	15
I.6.3. Высокобарные фазы . . . . .	16
I.6.4. Признаки ударно-метаморфического происхождения в расплавленных породах . . . . .	18
I.6.5. Стадии ударного метаморфизма . . . . .	18
I.7. Заключение . . . . .	19
<i>Глава II</i>	
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА МИНЕРАЛОВ (Д. Д. Бадюков) . . . . .	20
II.1. Некоторые особенности прохождения ударной волны через вещество . . . . .	20
II.2. Методика исследований . . . . .	22
II.3. Хрупкое разрушение . . . . .	24
II.4. Пластические деформации . . . . .	25
II.5. Нарушение кристаллической структуры . . . . .	29
II.6. Фазовые переходы . . . . .	33
II.7. Заключение . . . . .	33
<i>Глава III</i>	
ПЛАНАРНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В МИНЕРАЛАХ КАК ИН- ДИКАТОР УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА (Н. Н. Каро- таева, Л. В. Сазонова) . . . . .	35
III.1. Виды планарных деформаций . . . . .	35
III.1.1. Планарные трещины . . . . .	35
III.1.2. Планарные элементы . . . . .	36
III.1.3. Деформационные пояса . . . . .	37
III.1.4. Мозаицизм . . . . .	38
III.2. Планарные деформации в минералах . . . . .	39
III.2.1. Кварц . . . . .	39
III.2.2. Плагноклаз . . . . .	43
III.2.3. Амфибол . . . . .	45
III.2.4. Пироксен . . . . .	45



III.2.5. Биотит . . . . .	46
III.2.6. Оливин . . . . .	48
III.2.7. Гранат . . . . .	49
III.3. Методика индентирования планарных элементов . . . . .	50
III.4. Заключение . . . . .	54

#### Глава IV

### МЕТЕОРИТНЫЙ КРАТЕР ШУНАК (В. И. Фельдман, Л. Б. Грановский, А. И. Дабига)

IV.1. История изучения . . . . .	56
IV.2. Морфология структуры . . . . .	57
IV.3. Глубинное строение структуры по геофизическим данным . . . . .	59
IV.4. Геолого-петрографическая характеристика пород мишени и импактитов . . . . .	62
IV.4.1. Цокольный комплекс . . . . .	63
IV.4.2. Коптогенный комплекс . . . . .	65
IV.4.3. Заполняющий комплекс . . . . .	66
IV.4.4. Трещиноватость и условия залегания пород . . . . .	67
IV.5. Заключение . . . . .	68

#### Глава V

### МЕТЕОРИТНЫЙ КРАТЕР ЭЛЬГЫГЫТГЫН (В. И. Фельдман, Л. Б. Грановский, И. Г. Капусткина, Н. Н. Каротаева, Л. В. Сазонова, А. И. Дабига)

V.1. История изучения структуры . . . . .	70
V.2. Геологическое строение астроблемы Эльгыгытгын . . . . .	71
V.2.1. Геологическое строение района . . . . .	71
V.2.2. Морфология астроблемы . . . . .	74
V.2.3. Геологическое строение кратера . . . . .	75
V.3. Геофизическая характеристика метеоритного кратера . . . . .	76
V.4. Петрография импактитов . . . . .	81
V.5. Геохимические особенности импактитов . . . . .	89
V.6. Заключение . . . . .	92

#### Глава VI

### КАРСКИЙ МЕТЕОРИТНЫЙ КРАТЕР (Л. В. Сазонова, Н. Н. Каротаева, Г. Я. Пономарев, А. И. Дабига)

VI.1. Краткая история исследования . . . . .	93
VI.2. Геологическое строение Карской депрессии . . . . .	94
VI.2.1. Центральное поднятие . . . . .	94
VI.2.2. Кратерная воронка . . . . .	95
VI.2.3. Зона околokrатерного дробления . . . . .	95
VI.2.4. Геофизическая характеристика структуры . . . . .	96
VI.2.5. Возраст Карской астроблемы . . . . .	98
VI.2.6. История развития Карской структуры . . . . .	98
VI.3. Геолого-петрографическое описание импактитов . . . . .	99
VI.3.1. Аугигенные брекчии . . . . .	99
VI.3.2. Аллогенные брекчии . . . . .	100
VI.3.3. Зювиты . . . . .	103
VI.3.4. Тагамиты . . . . .	113
VI.4. Проявления ударного метаморфизма . . . . .	120
VI.4.1. Конусы разрушения . . . . .	121
VI.4.2. Планарные деформации . . . . .	121
VI.4.3. Диаплектовые стекла . . . . .	130
VI.4.4. Высокобарные фазы . . . . .	130
VI.4.5. Плавление минералов и пород . . . . .	131
VI.5. Геохимическая характеристика импактитов . . . . .	133
VI.6. Некоторые итоги изучения Карской астроблемы . . . . .	133

## Глава VII

### МЕТЕОРИТНЫЙ КРАТЕР ЯНИСЪЯРВИ (В. И. Фельдман, Л. Б. Граковский, Н. Н. Каротаева, А. И. Дабизжа)

VII.1. Краткий очерк истории исследования . . . . .	136
VII.2. Геологическое строение астроблемы Янисъярви . . . . .	137
VII.2.1. Геологическое строение района . . . . .	137
VII.2.2. Морфология астроблемы . . . . .	138
VII.2.3. Породы мишени . . . . .	139
VII.2.4. Условия залегания импактитов . . . . .	140
VII.3. Геофизическая характеристика структуры . . . . .	142
VII.4. Петрография импактитов . . . . .	145
VII.4.1. Аллогенные брекчии . . . . .	145
VII.4.2. Тагамиты . . . . .	146
VII.5. Диаплектовые преобразования в минералах астроблемы Янисъярви . . . . .	150
VII.5.1. Методика исследований . . . . .	151
VII.5.2. Диаплектовые изменения в кварце . . . . .	152
VII.5.3. Диаплектовые преобразования в биотите . . . . .	155
VII.5.4. Диаплектовые преобразования в ставролите . . . . .	159
VII.5.5. Диаплектовые изменения в гранате . . . . .	162
VII.5.6. Диаплектовые изменения в плагиоклазе . . . . .	164
VII.5.7. Диаплектовые полиминеральные стекла . . . . .	164
VII.5.8. Некоторые выводы по диаплектовым преобразованиям в минералах . . . . .	165
VII.6. Высокобарные минералы в импактитах Янисъярви . . . . .	166
VII.7. Геохимическая характеристика импактитов Янисъярви . . . . .	168
VII.8. Некоторые выводы . . . . .	170

## Глава VIII

### ИМПАКТИТЫ ГИГАНТСКИХ СЛОЖНЫХ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ (С. А. Вишнеvский)

VIII.1. Некоторые особенности морфоструктуры гигантских метеоритных кратеров . . . . .	171
VIII.2. Условия залегания импактитов . . . . .	172
VIII.3. Особенности петрографии импактитов в связи с условиями их образования . . . . .	174
VIII.3.1. Перемещенные блоки (клиппеновая брекчия) . . . . .	174
VIII.3.2. Мегабрекчии . . . . .	175
VIII.3.3. Туфовидные импактные брекчии . . . . .	176
VIII.3.4. Зювиты . . . . .	179
VIII.3.5. Тагамиты . . . . .	181
VIII.4. Схема классификации импактитов по условиям образования . . . . .	182

## Глава IX

### УСЛОВИЯ СОХРАННОСТИ КРАТЕРНЫХ МЕТЕОРИТНЫХ СТРУКТУР (В. Г. Тихомиров)

IX.1. Открытые кратерные метеоритные структуры . . . . .	192
IX.1.1. Кратерные структуры хорошей сохранности . . . . .	192
IX.1.2. Кратерные структуры средней сохранности (простые кратеры) . . . . .	196
IX.1.3. Кратерные структуры средней сохранности (сложные кратеры) . . . . .	198
IX.1.4. Кратерные структуры плохой сохранности . . . . .	200
IX.2. Погребенные кратерные метеоритные структуры . . . . .	201
IX.2.1. Молодые (послепалеозойские) структуры . . . . .	202
IX.2.2. Древние (палеозойские) структуры . . . . .	203

16

IX.3. Вторично открытые (эксгумированные) кратерные метеоритные структуры . . . . .	205
IX.3.1. Структуры с остатками покрова, консервирующего первичную кратерную воронку . . . . .	205
IX.3.2. Структуры с остатками покрова, частично перекрывающего и консервирующего кратерную воронку . . . . .	206
IX.3.3. Структуры, лишенные консервирующего покрова . . . . .	206
IX.4. Заключение . . . . .	209

Глава X

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИМПАКТНЫХ ПРОЦЕССОВ (В. И. Фельдман, И. Г. Капусткина)

X.1. Некоторые методические вопросы . . . . .	211
X.2. Главные породообразующие элементы в импактитах и породах мишени . . . . .	213
X.3. Элементы-примеси в импактитах и породах мишени . . . . .	214
X.4. Обзор данных о физико-химических условиях ударного плавления и испарения . . . . .	219
X.5. Контаминация импактных расплавов метеоритным веществом . . . . .	216
X.6. Заключение . . . . .	221
Заключение . . . . .	223
Литература . . . . .	225

ИМПАКТИТЫ

Заведующая редакцией И. И. Щехура. Редактор О. В. Алентьева. Художник Р. Х. Абрамов. Мл. редактор Л. Д. Дегтярева. Художественный редактор Б. С. Вехтер. Технический редактор З. С. Кондрашова. Корректоры В. П. Кададинская, Л. С. Клочкова

Тематический план 1981 г. № 172. ИБ № 1113

Сдано в набор 09.10.80. Подписано к печати 22.04.81. Д-96968. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага тип. № 1. Гарнитура Литературная. Высокая печать. Усл. печ. л. 15,9. Уч.-изд. л. 16,28. Тираж 740 экз. Зак. 492. Цена 2 р. 60 к. Изд. № 1247.

Издательство Московского университета. 103009, Москва, ул. Герцена, 5/7. Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы.



Цена 2 р. 60 к.

3562

2