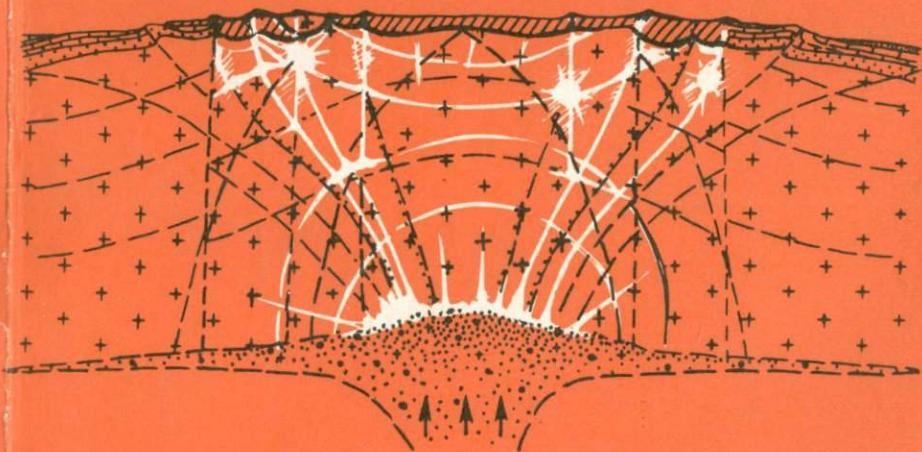


ВЗРЫВНЫЕ КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ЩИТОВ И ПЛАТФОРМ



ВЗРЫВНЫЕ КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ЩИТОВ И ПЛАТФОРМ

4669



МОСКВА «Н Е Д Р А» 1985



Б38ПИБНЕ
КОЛЛЕБПЕ СТРУКТУРЫ

Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ/В. И. Ваганов, П. Ф. Иванкин, П. Н. Кропоткин и др.—М.: Недра, 1985.—200 с., ил.

Рассмотрены крупнейшие кольцевые структуры на территории СССР, которые рядом исследователей относятся к астроблемам. Геологическое строение этих структур и особенности вещественного состава пород однозначно указывают на их эндогенное происхождение. Криптовзрывные структуры являются закономерным членом формационного ряда: кимберлитовая формация — альянент-кимберлит-карбонатитовая формация — формация криптовзрывных структур. Метеоритные и эндогенные криптовзрывные структуры имеют много сходных черт, поэтому возникает проблема их различия. Приведены новые данные в пользу вулканической природы большинства крупных и средних по размерам кратеров Луны и Марса.

Для геологов, занимающихся изучением взрывных кольцевых структур и общих проблем глубинного мантийного петрогенеза.

Табл. 23, ил. 40, список лит.—50 назв.

Авторы:

В. И. ВАГАНОВ, П. Ф. ИВАНКИН, П. Н. КРОПОТКИН, А. И. ТРУХАЛЕВ, Н. П. СЕМЕНЕНКО, С. Н. ЦЫМБАЛ, В. И. ТАТАРИНЦЕВ, М. З. ГЛУХОВСКИЙ, Е. А. БУЛГАКОВ.

Рецензент: А. А. Маракушев, чл.-кор. АН СССР (Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, МГУ)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последнее десятилетие в СССР широкое развитие получило космогеологическое направление — изучение геологии и вещественного состава пород кольцевых структур, возникших предположительно путем соударения с поверхностью Земли движущихся с большой скоростью космических тел (метеоритов и астероидов). Этому вопросу посвящены сотни статей и ряд обобщающих монографий. Естественно, что активное участие в разработке проблемы большого числа крупных специалистов и целых научных коллективов не могло не дать впечатляющих результатов. Развитие теории ударного метаморфизма, геолого-физические модели взрыва, обобщение данных сравнительной планетологии, скрупулезные исследования вещественного состава пород при помощи самых современных методов — все это, безусловно, является крупным вкладом в современную геологию. Обоснован практически новый класс процессов петро- и минералогенеза, протекающих в условиях экстремально высоких температур и давлений в исключительно короткие промежутки времени. В итоге уже около 200 кольцевых структур рассматриваются либо как доказанные, либо как предполагаемые метеоритные кратеры. Более того, некоторые исследователи, основываясь на полученных результатах, полагают, что уже в ближайшем будущем станет реальным коренной пересмотр всей истории геологического развития и энергетики Земли. При этом подразумевается, что старые представления о внутреннем источнике тектономагматической эволюции Земли сменятся новыми, переносящими этот источник в космическое пространство.

Вместе с тем регулярно (хотя и сравнительно редко) появлялись и продолжают появляться публикации, авторы которых защищают «консервативную» точку зрения, рассматривая большую или меньшую часть данных кольцевых структур как эндогенные образования. В последнее время количество таких публикаций заметно возросло. Это, по-видимому, совсем не случайно. В ходе изучения все возрастающего числа объектов обнаруживаются новые факты, плохо объяснимые или же совсем необъяснимые в рамках гипотезы импактогенеза. Это данные о закономерной локализации взрывных кольцевых структур, длительности и сложности процессов их образования, конвергентности признаков ударного метаморфизма, аналогии между особенностями пород предполагаемых астроблем и пород явно эндогенного происхождения и т. д. К сожалению, эти материалы, публикуемые обычно в разных изданиях, буквально тонут в лавине публикаций, посвященных метеоритной гипотезе, и проходят незамеченными для широкого круга геологов. В самих же трудах сторонников импактогенеза эти материалы либо обходятся молчанием, либо, в лучшем случае,

сопровождаются кратким комментарием. Едва ли такое положение можно признать нормальным.

Исходя из сказанного, авторский коллектив настоящей работы видел свою основную задачу в систематизации и обобщении относительно малоизвестных данных, в анализе тех фактов и вытекающих из них представлений, которые в совокупности и создают основу для разработки модели эндогенного происхождения взрывных кольцевых структур. Эта задача, наряду с ограниченным объемом монографии, определила и принципы отбора материала. Мы сочли нецелесообразным дублировать данные, приведенные в уже опубликованных работах (это касается, например, описания проявлений ударного метаморфизма в породах конкретных структур), уделив главное внимание вопросам, слабо освещенным в предыдущих публикациях.

В основу работы легли материалы, полученные авторами при изучении различных взрывных кольцевых структур Советского Союза, а также результаты анализа и обобщения литературных данных.

Несколько предварительных замечаний о применяемой в работе терминологии. При изложении фактического материала в целях лучшего его восприятия использовалась в основном «импактная» терминология. Следует, однако, помнить, что названия «зювит» и «тагамит» впервые были введены как географические термины и наполнились генетическим содержанием уже позднее. В настоящей работе эти термины применяются как чисто описательные для обозначения пород, несущих признаки ударного метаморфизма, без какой-либо связи с генезисом.

В работе широко используются названия «криптовулканическая структура» и «криптовулканиты». Создавая неудовлетворительность этих названий, отметим, что они были введены впервые для обозначения именно тех структур, которые позднее были переведены в разряд астроблем. Таким образом, мы применяем названия «криптовулканический» и «криптовулканиты» как альтернативные терминам «импактный» и «импактит».

Авторы надеются, что настоящая работа послужит стимулом для дальнейшего всестороннего изучения таких интересных и важных в теоретическом и практическом плане объектов, какими являются взрывные кольцевые структуры.

АСТРОБЛЕМЫ ИЛИ ВЗРЫВНЫЕ ВУЛКАНЫ ОСОБОГО ТИПА?

Среди большого морфологического многообразия геологических структур земной коры издавна выделены и изучаются изометричные на эрозионном срезе (округлые или овальные) структуры. К ним относятся вулканические сооружения центрального типа, соммы, кальдеры, различные сводовые и сводово-глыбовые поднятия, тектоно-вулканические депрессии, «овалы оседания», выполненные траппами, кольцевые интрузии, разнообразные шток-лакколитовые интрузивные и воронкообразные эксплозивные образования, возникшие при определенных условиях в приповерхностных зонах земной коры, ударные метеоритные кратеры и некоторые другие.

Внедрение в практику методов аэрогеологического, а затем и космического картирования больших территорий привело к выявлению столь многочисленных и разнообразных по своим масштабам кольцевых структур на Земле, что в свете новых данных проблема систематики, установления природы и роли в истории развития Земли этих структур приобретает огромное значение.

Недавно была опубликована первая сводная «Карта морфоструктур центрального типа территории СССР» масштаба 1 : 10 000 000, на которой выделены открытые и погребенные домозойские, мезозойские и кайнозойские купольные, кольцевые и купольно-кольцевые морфоструктуры. По насыщенности территории структурами центрального типа, их размерам и характеру размещения в пространстве эта карта в известной мере напоминает структурные схемы Луны и Марса с характерными для их ландшафтов многочисленными «кольцами» разных масштабов.

Многие сотни кольцевых морфоструктур, размер которых варьирует от нескольких до первых сотен и даже тысяч километров, авторами классифицируются как магматогенные, метаморфогенные, тектоногенно-магматогенные, тектоногенные, аркогенные и своеобразные интрагеогенные (т. е. созданные процессами, происходящими в глубоких сферах геоида). Авторы приходят к выводу, что в истории развития планеты имело место длительное, прерывисто-пульсационное развитие многих структур центрального типа, что свидетельствует о стабильности глубинных энергогенерирующих очагов, обусловивших их возникновение.

Среди всего разнообразия рассмотренных морфоструктур, несомненно, наиболее полно изученными остаются магматические комплексы центрального типа. Однако можно согласиться с Е. В. Свешниковой, что механизм формирования центральных магматических комплексов, также весьма разнообразных по масшта-

бам и природе, находится пока в сфере предположений. Среди известных гипотез нет ни одной, которая давала бы достаточно удовлетворительное объяснение развитию этого сложного геологического процесса. При разработке гипотез необходимо учитывать не только глубину залегания периферических очагов, глубины формирования центральных структур, особенности состояния магмы и вмещающих толщ, режим развития структур (что особенно подчеркивает Е. В. Свешникова), но и малоизученные пока явления смены линейной проницаемости земной коры для магматических расплавов и флюидов на локально сосредоточенную, динамику процессов дифференциации вертикальных магматических колонн в земной коре, процессы скрытых эксплозий и многие другие.

Некоторые кольцевые структуры Земли рассматриваются и изучаются в качестве образований метеоритных — ударных и взрывных кратеров.

Классическим примером небольших кольцевых структур такого рода является чашеобразная воронка Аризонского кратера (или кратера Барринджера) в США диаметром 1,2 км, нарушающая горизонтально лежащий пермотриасовый комплекс пород Северо-Американской платформы. Впервые идея метеоритного происхождения Аризонского кратера была выдвинута Д. Барринджером еще в 1905 г. Основным аргументом при этом послужили многочисленные находки осколков метеоритного железа в самом кратере и его окрестностях. Позднейшие исследования выявили такие характерные черты строения кратера, как радиальный сдвиг пластов горных пород, наличие вторичных выбросов, расположенных симметрично относительно центра структуры; в самом кратере были обнаружены мелкораздробленные породы («горная мука») и обломки шлаковидного стекла, которые рассматриваются как продукты расплавления вмещающих пород при ударе метеорита.

Обнаружение в породах Аризонского кратера (в кварцевых песчаниках Коконино) коэсита, а затем и стишовита заметно укрепило гипотезу его метеоритного происхождения. Строго говоря, в настоящее время Аризонский кратер является одним из тех немногочисленных объектов, образование которых в результате взрыва метеорита большинством исследователей считается однозначно доказанным [30]. Именно этот кратер дает те критерии, которые широко используются сторонниками импактной гипотезы при обсуждении генезиса многих кольцевых структур.

В Европе еще в начале XX века была описана структура Нордлинген-Рис, сложенная хаотичной смесью раздробленного гранита, обломков триасовых и юрских пород, перекрытых верхнемиоценовыми отложениями. Невдалеке была обнаружена небольшая (3 км в диаметре) круглая в плане структура Штайнхейм. Первоначально они описывались как своеобразные вулканические аппараты района Верхнерейнского грабена — криптовулканические структуры. Позже Я. Бун и С. Олбриттон предположили, что так называемые криптовулканические структуры на самом деле являются результатом метеоритных ударов. Последующие исследования, в

ходе которых в породах Нордлинген-Рис были обнаружены коэсит и стишовит, заметно укрепили метеоритную точку зрения. Наряду с Аризонским кратером, структура Нордлинген-Рис рассматривается многими исследователями как доказанный метеоритный кратер, а наличие аналогий между этой структурой и некоторыми другими служит важным (а в некоторых случаях важнейшим) аргументом в пользу метеоритного происхождения последних.

Л. В. Фирсов в 1965 г. предположил, что район Пучеж-Катунских дислокаций в европейской части СССР может являться на самом деле крупным взрывным метеоритным кратером, составляющим в диаметре несколько десятков километров. Аналогичное предположение было сделано П. С. Вороновым применительно к Карской кольцевой структуре на восточном склоне Пай-Хоя. В течение последнего десятилетия в результате работ В. Л. Масайтиса, А. А. Вальтера и других исследователей свыше 20 кольцевых структур разных масштабов на территории Советского Союза диагностированы как метеоритные образования. К настоящему времени практически на всех континентах выявлены многочисленные кольцевые структуры, трактуемые в качестве метеоритных [30].

Качественный скачок в изучении геологии Луны и планет Солнечной системы, экспериментальное моделирование преобразований различных горных пород и минералов под воздействием ударной волны, изучение пород из мест подземных ядерных взрывов, детальное исследование вещественного состава пород кольцевых структур — все это позволило заметно развить и углубить теорию импактогенеза, наметить комплекс критериев диагностики метеоритных кратеров, что, безусловно, является крупным вкладом в современную геологию. Однако объективный анализ этих критериев показывает, что практически все они не являются строго однозначными. Остановимся на некоторых примерах.

В качестве важного аргумента обычно рассматривается сходство морфологии ряда земных кольцевых структур и лунных кратеров, при этом большинство последних заведомо относится к метеоритным. Однако проблема происхождения лунных кратеров еще весьма далека от своего окончательного разрешения. Обобщение новейших данных, приведенное в последнем разделе книги, показало, что большинство крупных кольцевых структур на Луне имеет вулканогенное происхождение.

Важные результаты дает анализ соотношений некоторых морфологических параметров кольцевых структур. Р. Болдуином построена кривая, выражающая связь между диаметром и глубиной для лунных кратеров, земных достоверных и предполагаемых метеоритных кратеров, воронок от бомб, снарядов и крупных взрывов. Точки, соответствующие данным объектам, описываются единой плавной кривой, что было использовано Р. Болдуином в качестве решающего аргумента в пользу импактной гипотезы. Однако, как отметил В. А. Бронштэн, «кривая Болдуина указывала лишь на взрывной характер образования кратеров ... взрывы, приведшие к их образованию, могли быть результатом не только ударов

метеоритов, но и действия внутренних сил» [15, с. 14]. Подчеркнем, что из семи эндогенных кольцевых структур, нанесенных В. А. Бронштэном на диаграмму Р. Болдуина, три расположились непосредственно вблизи кривой. К сожалению, названий рассмотренных им эндогенных структур В. А. Бронштэн не привел.

Таким образом, ни сходство морфологии земных кольцевых структур с лунными кратерами, ни расположение кольцевых структур на кривой Р. Болдуина не являются строгими критериями их метеоритного происхождения.

Необходимо также учитывать, что при разработке теории метеоритного взрыва обычно упускается из виду закон сохранения импульса как векторной величины. Считается [15], что при падении крупных метеоритов происходит мощный центральный взрыв, который «погашает» типичную картину разрушения пород, возникшую при наклонном падении метеорита. По В. Л. Масайтису, «тела, обладающие большой массой, проходят атмосферу без существенного разрушения и торможения, кинетическая энергия их движения при столкновении с Землей переходит в тепловую и происходит тепловой взрыв, при этом образуется взрывной кратер [5, с. 11].

Однако такая схема учитывает только баланс энергии частиц налетающего тела и грунта, но не принимает во внимание векторную характеристику импульса метеорита как физическую величину. Векторы импульса атомов и молекул, из которых состоит падающий метеорит, ориентированы параллельно. В момент удара такая система векторов не преобразуется мгновенно в совокупность векторов, ориентированных беспорядочно и изотропно по всем направлениям. Случайная, статистически изотропная ориентировка векторов, характерная для теплового движения или центрального взрыва, возникает не сразу. Ударная волна (волна сжатия) есть результат того, что к импульсам частиц, колеблющихся с определенной частотой в обычной упругой волне (например, звуковой или сейсмической), добавляется определенным образом ориентированный импульс, полученный от ударяющего тела. По мере распространения и затухания ударной волны импульс передается от метеорита на всю массу Земли. Волна сначала распространяется с различной интенсивностью по разным направлениям и лишь на некотором расстоянии от пункта столкновения приобретает более изотропный характер распространения и превращается в обычные упругие волновые колебания.

При значительной массе и скорости метеорита кинетическая энергия его частиц настолько больше энергии связи, объединяющей атомы и молекулы в кристаллическую решетку, что эта связь утрачивает свое значение при ударе. Механическое состояние потока частиц, в который превращается метеорит, аналогично кумулятивной струе, состоящей из частиц, не связанных между собой, но обладающих параллельными, одинаково ориентированными импульсами, высокой скоростью и энергией. Эксперименты показывают, что такая струя, проникая в твердое тело, сохраняет свою

ориентировку почти независимо от величины угла, под которым она падает на его поверхность. При скоростях около 10 км/с высокоскоростная струя пробивает стальную броню подобно тому, как мощная струя воды проникает в мягкую глину. Давление, возникающее при столкновении струи с броневой плитой, настолько превышает напряжение разрушения стали, что прочность мишени не играет существенной роли.

Нечто подобное, по-видимому, должно происходить при ударе массивных метеоритов, падающих с космическими скоростями (5—40 км/с). Над образующейся наклонной зоной разрушения и плавления пород будет происходить при этом такой же выброс материала, как и при техногенном наклонном взрыве.

Асимметрия (эллиптическая или овальная форма в плане, различие в высоте и крутизне вала на передней и задней сторонах кратера) была описана А. О. Аалоэ [15] и Л. П. Хряниной на примере небольших (размером от 5 до 102 м) кратеров метеоритного происхождения (Эстония, Сихотэ-Алинь).

Соображения об асимметрии воронок, образующихся при косом ударе, уже давно были высказаны известным американским астрономом Чемберлином в 1929 г. и Бартки. По подсчетам Бартки, 25 % падений метеоритов на Луну происходит под углом менее 30° к ее поверхности, 50 % — под углом 30—60° и 25 % — под углом от 60 до 90°, при котором заметная асимметрия кратерных воронок может и не возникнуть. Количество эллиптических кратеров на Луне составляет менее 1 % от общего числа кратеров. Отсутствие асимметрии кольцевых структур, которая должна была бы наблюдаться в 75 % случаев, Т. Чемберлин считал решающим фактом, достаточным для отклонения метеоритной гипотезы образования лунных цирков большого и среднего размера.

Наиболее характерным признаком кольцевых предположительно космогенных структур считается ударный метаморфизм слагающих их пород и минералов, т. е. изменения в горных породах и минералах, обусловленные прохождением мощной ударной волны. Как указано в «Геологическом словаре», единственным известным природным процессом, при котором может проявляться ударный метаморфизм, является падение крупных метеоритов. Проблема ударного метаморфизма будет детально рассмотрена ниже, где будет показано, что практически все признаки ударного метаморфизма могут возникать в ходе иных (не только импактных) процессов, при существенно меньших температурах и давлениях. Здесь же отметим, что нередкое обнаружение таких признаков в породах на земной поверхности и однозначная их интерпретация как импактных привели в последние годы к появлению публикаций, в которых авторы ставят своей целью показать весьма и весьма широкое распространение в земной коре космогенных структур. Так, в одном из обзоров Б. С. Зейлика в 1978 г. на эту тему космогенные структуры представляются уже в виде важнейших структурных элементов земной коры, определивших локализацию целых

вулканических областей, многих магматических комплексов и разнообразных рудных полей.

В этом обзоре опубликованы карты «установленных и предполагаемых астроблем». Сопоставление их с упомянутой выше картой морфоструктур центрального типа показывает, что Б. С. Зейлик подавляющее количество магматогенных, метаморфогенных, тектоногенных, аркогенных и других эндогенных земных структур считает возможным интерпретировать как космогенные. Даже классические гидротермальные медные, редкометальные и другие месторождения Казахстана штокверкового и жильного типа, благодаря наличию на рудных полях определенных геологических и геофизических признаков кольцевых структур, а в некоторых минералах — планарных микроструктур, также связываются с космическими процессами.

Более того, в работе 1979 г. Б. С. Зейлик предлагает специальный термин «гиаблема» для обозначения космогенных структур диаметром в тысячи километров, связывая с ударами метеоритов даже такие безусловно эндогенные образования, как мировая система рифтов.

Этот пример показывает, что столь далеко идущие построения возникают не только вследствие большой увлеченности некоторых геологов идеями импактогенеза, но и по причине недостаточной разработанности критериев надежного выделения космогенных структур среди эндогенных.

Здесь следует рассмотреть и более общий вопрос — насколько представления об интенсивной метеоритной бомбардировке Земли теоретически обоснованы. Мы уже отмечали, что аналогии с Луной на сегодня не могут дать убедительных доказательств. Весьма неоднозначны и чисто астрономические данные.

Так, В. Г. Фесенков отмечал, что метеориты, двигаясь в прямом направлении (относительно Солнца), с незначительным углом наклона своих орбит, при падении на Землю могут быть только догоняющими и поэтому не могут развивать большую кинетическую энергию. Мелкие метеориты теряют в земной атмосфере свою первоначальную кинетическую энергию полностью и падают после точки задержки в основном под действием силы тяжести. Очень крупные метеориты (в тысячи и миллионы тонн) под влиянием атмосферного торможения, приливно-отливных сил и других причин распадаются на мелкие обломки, которые при столкновении с Землей дробят породы, образуя ударные кратеры, дробятся сами, но, по-видимому, не могут вызывать настоящих взрывов вследствие недостаточной энергии на единицу массы [26]. Многолетние исследования всех эффектов сихоте-алиньского «каменного дождя» хорошо иллюстрируют эти положения.

Все сказанное выше указывает на недостаточную теоретическую разработанность проблемы космогенного происхождения геологических структур центрального типа и критериев их выделения. Ключевыми здесь, несомненно, являются вопросы теории вулканического процесса, с одной стороны, и импактогенеза, связан-

ного с ударом достаточно крупного космического тела о твердую земную кору, — с другой стороны: могут ли эти два столь разные по источнику энергии и динамике развития явления создавать подобные геологические структуры и сходные результаты преобразований пород и минералов? Если сама природа допускает такую возможность и, стало быть, может иметь место конвергентное сближение признаков в разнородных геологических образованиях, т. е. у определенных эндогенных геологических структур центрального типа и у астроблем, то каковы должны быть объективные критерии их различия?

Именно эти вопросы будут рассмотрены в последующих главах настоящей работы на основе материалов конкретного исследования некоторых наиболее полно изученных взрывных кольцевых структур Сибирской и Восточно-Европейской платформ.

Главной посылкой космогенной гипотезы является положение о том, что крупная чашеобразная структура, заполненная разрушенными, частично оплавленными породами, содержащими высокобарические минералы и прочие признаки ударного метаморфизма, могла возникнуть лишь при мгновенном выделении колоссальной энергии, определившей сверхвысокое давление (100 ГПа и более) и весьма высокие температуры (до 2000 °С и выше). Выделение энергии из одного центра — очага взрыва космического тела при ударе в мишень, центробежное развитие процесса согласуются с кольцевой формой структур, радиально-круговой системой разломов, что, впрочем, присуще и многим вулканическим образованиям. Однако способны ли вулканические процессы создавать столь же высокие давления и температуры?

Сильные газовые извержения (эксплозии) резко выделяются по сравнению с излияниями лав по количеству энергии, вынесенной из недр Земли. При извержениях, представляющих собой преимущественно лавовые излияния, энергия выносится в основном в виде тепла, т. е. приблизительно пропорциональна температуре и суммарному объему излившихся лав. При извержениях вулкана Халемаумая (Гавайские острова) в 1924, 1927, 1952 гг. объем лав составлял от 0,00024 до 0,04893 км³, а вынесенная, главным образом тепловая, энергия — от 9·10¹⁴ до 1,8·10¹⁷ Дж. Более мощное извержение вулкана Гекла в Исландии в 1947—1948 гг. вынесло 0,4 км³ лавы и 1,26·10¹⁸ Дж энергии. Извержения смешанного типа вулканов Безымянного (в 1956 г.) и Шевелуч (в 1964 г.) на Камчатке сопровождались выносом термической энергии (лав, отчасти газов) в количестве 3,9·10¹⁸ и 1,3·10¹⁸ Дж, тогда как кинетическая энергия выброшенных из кратера продуктов составила соответственно 1,2·10¹⁷ и 1·10¹⁷ Дж, что эквивалентно взрыву 29 млн. т (Безымянный) и 24 млн. т (Шевелуч) тринитротолуола. Энергия воздушной волны, определенная по измерениям на микробарографах, составляла в этих случаях соответственно 2,5 и 0,18 % от механической энергии взрывов.

При сравнительно редких, но наиболее мощных эксплозиях освобождается энергия, в тысячи раз превышающая энергию взры-

вов вулканов Сент-Хеленс ($4 \cdot 10^{18}$ Дж), Безымянного и Шевелуча или термическую энергию лавовых извержений. Наиболее изученным из таких мощных взрывов является извержение вулкана Кракатау, которое произошло в 1883 г. В результате взрыва половина гористого острова была превращена в тонкодисперсный порошок, рассеянный в виде вулканического пепла на огромной территории 800 тыс. км² и частично заброшенный в стратосферу на высоту 60—80 км, и в обломки различной величины. Эта взорванная часть острова состояла из двух гор размером 8 км в длину и 2—5 км в ширину. На их месте образовалась депрессия морского дна глубиной до 250—270 м. Объем выброшенного материала равнялся 18 км³.

Начальная скорость обломков составляла от 600 до 2000 м/с. Специальное исследование этого извержения показало, что значительная доля выброшенных масс должна была обладать скоростями выше 8 км/с и, следовательно, могла уйти в межпланетное пространство.

Проводившееся в 1968—1976 гг. специальное фотографирование показало, что при извержениях вулканов Толбачик и Аренал газ вырывался из них со сверхзвуковой скоростью (500—600 м/с, по Р. Фудали, В. Мелсону и др.). При извержениях вулканов Сент-Хеленс, Безымянного и Шевелуча начальная скорость обломков оценивается в 360—500 м/с (Безымянный), 280—310 м/с (Шевелуч).

По-видимому, еще более значительным было взрывное извержение вулкана Тамбора на о. Сумбава в Индонезии, которое произошло в 1815 г. Объем выброшенных при извержении обломков и пепла оценивается в 100—150 км³, а энергия взрыва — около 10^{20} Дж, или 24 000 млн. т тротила.

Однако расчеты Д. С. Штейнberга показывают, что, несмотря на столь грандиозные энергетические эффекты, при вулканических взрывах с энергией порядка 10^{17} Дж развиваемое давление не превышает 0,45 ГПа. Аналогичные расчеты для вулканических взрывов с энергией в 100—1000 раз более высокой (10^{19} — 10^{20} Дж — Кракатау, Тамбора) соответственно дают намного большие величины давлений — в первые десятки гигапаскалей. Наконец, при природных химических взрывах в результате образования взрывчатых газовых смесей (детально этот вопрос будет рассмотрен ниже) могут реализовываться давления порядка 1,50 ГПа и выше.

Таким образом, при выявлении природы структур центрального типа, несущих признаки взрывного происхождения, необходимо изучить достаточно большой круг взаимосвязанных явлений, прежде чем утверждать их космогенную или эндогенную природу. В частности, представляется необходимым рассмотрение следующих важнейших вопросов.

1. Должны быть проанализированы геотектоническое положение и предыстория развития структур центрального типа, закономерности их локализации в пространстве и во времени, связь с глу-

бинными разломами, явления латеральной зональности магматизма, проявляющегося в разных фациях, и другие явления, подтверждающие или исключающие закономерные связи структур центрального типа с региональными тектономагматическими явлениями. Данное положение имеет, на наш взгляд, первостепенное значение. Действительно, в общем случае метеоритный кратер как результат чисто случайного явления должен дисгармонично накладываться на генерализованный историко-геологический фон соответствующего региона. Поэтому наличие или же отсутствие закономерных пространственно-временных связей изучаемых структур с окружающими объектами может явиться чрезвычайно важным (если не решающим) аргументом в пользу той или иной гипотезы.

Тем не менее это кажущееся очевидным положение разделяется не всеми исследователями. Так, В. Л. Масайтис считает распространенной ошибкой представление о том, что характеристика геологического объекта может быть выведена исключительно исходя из определения его положения в пространстве и во времени [15, с. 62]. Тут, правда, остается неясным, кто же именно придерживается таких взглядов. Совершенно очевидно, что применительно к любому геологическому объекту его пространственно-временное положение является важной (а в нашем случае — особенно важной), но далеко не универсальной характеристикой.

По мнению В. Л. Масайтиса, сама постановка вопроса о взаимосвязи кольцевых структур с тектоническими нарушениями лишена основы, поскольку шаг между разломами на платформах составляет около 50 км, что сопоставимо с размерами крупных кольцевых структур. Фактически с этой точкой зрения солидарны А. А. Вальтер и В. А. Рябенко [3], которые считают взаимосвязь предполагаемых астроблем с разломами чисто фиктивной и возникающей в результате того, что либо сами разломы проводятся через структуры, либо сеть разломов настолько густа, что в любом случае структуры будут располагаться вблизи узлов их пересечений. Очевидно, что эта своеобразная «геометрическая» геология не имеет ничего общего с изложенными выше задачами и методами.

Скрупулезный анализ особенностей пространственно-временной локализации предполагаемых метеоритных структур Нордлинген-Рис и Штейнхейм (ФРГ), Уэллс Крик (США) и Вредефорт (Южная Африка) дал В. Бухер [32]. Выявленные им взаимосвязи убедительно показали, что вероятность случайного попадания метеоритов в данные участки земной поверхности в данное геологическое время исключительно мала. Характерно, что Р. Дитц, отвечая В. Бухеру, фактически был вынужден признать существование таких взаимосвязей, однако не дал им никакого объяснения, лишь вскользь упомянув о возможности триггерного магматизма.

С методической точки зрения позиция сторонников гипотезы импактогенеза означает, что принципиально невозможно проанализировать соотношения геологической структуры размером около 50 км (и больше) с разрывной тектоникой региона. Последова-

тельно проводя эту предпосылку в жизнь, мы неизбежно придем к выводу, что многие важные результаты современной региональной геологии и формационного анализа не имеют достаточного обоснования. Представляется, что практический отказ от целых разделов геологии и их методик лишь потому, что они не совсем согласуются со взглядами некоторых исследователей на генезис сравнительно ограниченного класса объектов, является неизменно высокой ценой.

2. Морфоструктурный анализ должен сопровождаться выяснением внутреннего строения кольцевых структур, геолого-геофизическим картированием и геолого-структурным районированием. Подобное изучение позволит отличить воронку, созданную взрывом, от длительно развивающейся вулкано-тектонической депрессии с неоднородным строением фундамента, наличием корневых структур и другими явлениями, не согласующимися с однородной радиально-кольцевой структурой взрыва.

3. Углубленное изучение особенностей развития эруптивных и инъективных процессов, их соотношений во времени и пространстве, позволит отличить скоротечно развивающуюся геологическую катастрофу, вызванную ударом метеорита, от взрывной вулканической деятельности с определенной преемственностью явлений накопления пирокластики, излияний лав и внедрения субвулканических интрузивных тел в рыхлые пирокластические и кристаллические породы основания.

С утверждением В. Л. Масайтиса о том, что «трактовка таких соотношений как последовательности образования в обычном геологическом смысле приводит к противоречиям и путанице» [15, с. 58], едва ли можно согласиться. По В. Л. Масайтису, «исследования астроблем в дальнейшем будут достаточно эффективны лишь в случае ... применения для анализа наблюдений теории, специально созданной для рассматриваемого класса объектов» [15, с. 63]. А как определяется принадлежность объекта именно к данному классу? Фактически предлагается такой порядок исследований: сначала по комплексу признаков «однозначно» устанавливается метеоритное происхождение структуры, а затем взаимоотношения пород и другие наблюдения объясняются уже только с точки зрения импактной модели. По нашему мнению, при таком подходе любые наблюдаемые факты так или иначе втискиваются в рамки заранее заданной схемы, а ход научного исследования ставится с ног на голову. Очевидно, что именно противоречивость результатов изучения возрастных соотношений пород, если она действительно будет установлена в ходе тщательного и объективного анализа, может свидетельствовать об одновременном образовании всего комплекса пород и служить одним из обоснований для вывода о метеоритном происхождении изучаемой структуры, но ни в коем случае не наоборот.

Результаты такого исследования могут оказаться и непротиворечащими той или иной модели эндогенного образования, что

и будет объективно свидетельствовать об ошибочности априорной предпосылки о ее (структуре) космогенном происхождении.

В этой связи укажем, что обстоятельный анализ геоморфологических и геологических данных, касающихся тектонической позиции, связи с магматизмом, и других особенностей 196 кольцевых структур, отнесенных к астроблемам, приведен в сборнике, недавно изданном под редакцией Дж. Мак Колла [30]. Он пришел к выводу, что лишь 12 структур, относящихся к I классу по классификации Е. Шумейкера и Р. Иглтона, могут считаться доказанными метеоритными кратерами. В их число входят известные ударные кратеры типа Каали, Одесса, Вабар и др., и два более крупных взрывных — Аризонский и Вульф Крик. Мак Колл отметил, что в отношении генезиса структуры Вульф Крик все же еще существуют определенные сомнения, поэтому, строго говоря, единственным доказанным взрывным метеоритным кратером является Аризонский. Что же касается остальных 184 структур, то, по словам Мак Колла, их генезис определяется пока в терминах «возможно» и «вероятно», в зависимости от весомости имеющихся доказательств. Строгого доказательства внеземного происхождения нет ни для одной из этих структур [30].

4. Наконец, учет петрохимических и геохимических особенностей пород, заполняющих взрывные депрессии, своеобразие минералов и флюидных вытяжек из массивных пород и стекол дают объективную информацию о физико-химических условиях взрывов и флюидной среде минералообразования.

Выше были подчеркнуты важнейшие задачи изучения структур центрального типа, несущих признаки взрывного происхождения, главным образом с целью решения вопросов их генезиса. Этим, однако, не исчерпываются другие задачи их исследования, связанные с решением геологосъемочных и других прикладных задач.

ПОПИГАЙСКАЯ КОЛЬЦЕВАЯ СТРУКТУРА

Эта структура располагается на севере Средне-Сибирского плоскогорья, в бассейне среднего течения р. Попигай. Она представляет собой окружную в плане впадину диаметром около 80 км, почти целиком выполненную специфическим комплексом пород вулканогенного облика позднемелового—палеогенового возраста и четвертичными отложениями. Эта впадина обрамляется в целом полого ($1-3^{\circ}$) залегающими верхнепротерозойскими, кембрийскими, пермскими и юрско-меловыми карбонатными и терригennыми отложениями, а с юга и юго-запада — интенсивно дислоцированными архейско-раннепротерозойскими кристаллическими образованиями. Довулканогенные образования местами обнажаются как в периферических частях Попигайской котловины, так и в пределах ее внутреннего поднятия.

Архейско-раннепротерозойские образования представлены архейскими породами гранулитовой фации (верхнеанабарская и хап-

чанская серия), в различной степени гранитизированными в раннем протерозое и смятыми в изоклинальные складки северо-западного и субмеридионального простирания. Мощность этих серий составляет 4—5 км каждая. В составе верхнеанабарской серии преобладают мощные пачки гиперстеновых и двупироксеновых плагиогнейсов и кристаллических сланцев. Хапчанская серия сложена часто чередующимися биотит-гранатовыми, пироксен-гранатовыми, гранатовыми гнейсами, нередко с графитом, кордиеритом, силлиманитом; плагиогнейсами, салит-скаполитовыми породами, кальцифирами, мраморами с подчиненным количеством пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев. Попигайская структура располагается в основном на продолжении пород хапчанской серии.

Общая мощность отложений осадочного чехла в районах к западу и юго-востоку от Попигайской котловины составляет 800—1000 м и более, однако в районе самой котловины она резко сокращается, и криптовулканиты нередко ложатся прямо на архейские образования. Это обусловлено как приуроченностью Попигайской структуры к древним поднятиям, существовавшим в рифе и палеозое, — Анабарскому валу, Попигайско-Анабарскому и другим, так и эрозией отложений чехла в период куполообразного воздымания, предшествующего образованию Попигайской структуры.

О времени образования Попигайской структуры можно судить по 42 определениям абсолютного возраста (по данным различных авторов), причем 38 определений сделано К-Аг методом и 6 — по трекам деления в стеклах. Почти все определения укладываются в интервал 28—90 млн. лет, с пиком в районе 40—45 млн. лет, поэтому большинство исследователей время образования структуры относят к палеогену. Ниже будет показано, что процесс формирования Попигайской структуры был достаточно длительным и начался еще, видимо, в средней юре.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Проведенный нами палеотектонический анализ показывает, что Попигайская структура занимает закономерное положение в общей структуре северной части Сибирской платформы. Структурная неоднородность (типа жесткого ядра), приуроченная к центру Попигайской котловины, устанавливается уже в раннем протерозое. Архейско-раннепротерозойские складчатые структуры облекают это ядро, испытывая виргацию на две ветви, субмеридиональную и северо-западную, что находит отражение на розах-диаграммах простираций тектонических структур — разломов, складок, интрузий (рис. 1, 2).

Тектоническая позиция Попигайской структуры определяется расположением ее на стыке крупнейших тектонических элементов севера Сибирской платформы — Лено-Анабарского прогиба и Анабарской антеклизы. Локализация этой структуры и в значительной мере конфигурация ее границ определяются древними глубин-

ными разломами — Молодо-Попигайским, Муна-Анабарским и другими (см. рис. 1). Эти разломы контролируют размещение проявлений разновозрастного глубинного магматизма и с полным основанием могут быть отнесены к категории наиболее крупных глубинных разломов, или тектоно-вулканических линий, подобных выделяемым в Северной Америке, Европе и на других континентах.

Несомненна также приуроченность Попигайской котловины к периклинальному окончанию молодого сводово-глыбового поднятия (Анабарского щита) — тектонически ослабленной зоне, приятной для внедрения интрузий, образования грабенов, впадин и т. п. Поднятие это в значительной мере наследует уже упоминавшиеся древние поднятия, устанавливаемые по сокращению мощностей или выпадению из разреза значительной части отложений рифея, венда и палеозоя.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА

Представления о структуре Попигайской котловины базируются в значительной мере на интерпретации материалов геофизических съемок, проведенных Р. Ф. Гибадуллиным и Ю. М. Шульгиным с сотрудниками. Попигайская структура четко выделяется на фоне окружающих ее территорий отрицательным гравитационным полем концентрически-зонального строения и отрицательным, реже знакопеременным, магнитным полем небольшой интенсивности (рис. 3). В целом она представляет собой глубокую (до 2—2,5 км) впадину, ограниченную полигонально-кольцевой зоной разломов и выполненную комплексом пород пониженной плотности. Владина эта осложнена внутренним кольцевым поднятием, разделяющим центральную опущенную часть структуры и окраинный кольцевой желоб. Общая концентрическая структура Попигайской котловины в значительной мере осложнена блоковыми подвижками по системе пересекающихся разломов различных направлений, которые создали сложную мозаичную структуру основания котловины.

Центральная опущенная часть структуры выполнена криптовулканитами, мощность которых достигает, по данным гравиметрии, 1,5 км и более. Сгущение изопахит криптовулканогенных образований на ее западном и северо-западном бортах (см. рис. 2), а также дешифрирующиеся здесь фрагменты дуговых разломов указывают, видимо, на тектонический характер сочленения центральной опущенной части с кольцевым поднятием.

Внутреннее кольцевое поднятие — наиболее яркий тектонический элемент Попигайской структуры. Внешний диаметр его около 50—55 км, ширина 5—8 км. Большая часть поднятия перекрыта криптовулканитами мощностью до 0,5—0,8 км, и лишь в западном и северо-западном секторах структуры слагающие поднятие архейские образования выходят на поверхность. Резкие колебания глубины залегания этих образований, нередко отмечаемые в пре-

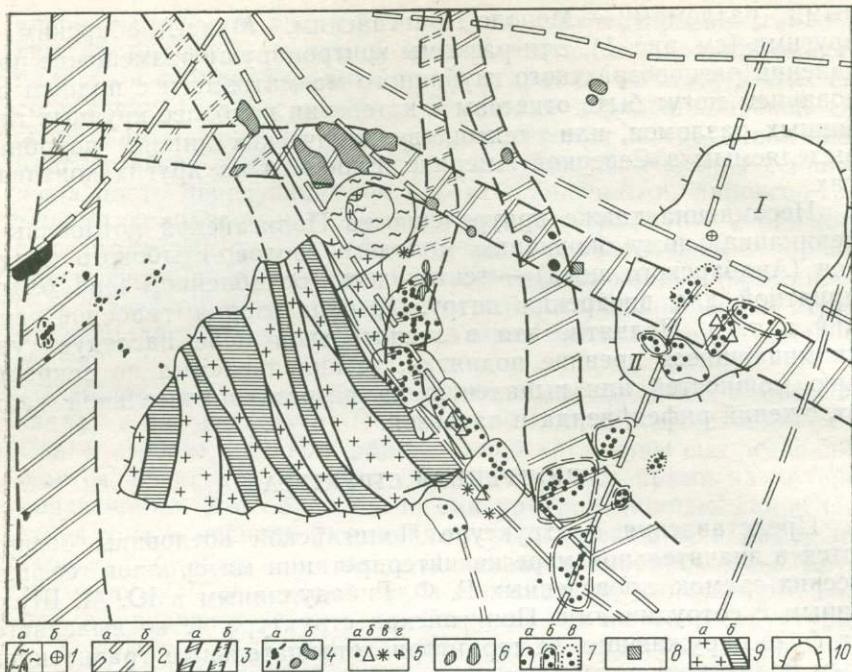


Рис. 1. Соотношения Попигайской структуры с глубинными разломами и проявлениями глубинного взрывного магматизма. Составили В. И. Ваганов, А. И. Трухалев с использованием материалов Б. В. Гусева, Ю. М. Шульгина, А. А. Межвилка, В. А. Милашева:

1 — Попигайская структура и ее обрамление (а) и Беенчиме-Саалатинская структура (б); 2 — глубинные разломы; 3 — зоны глубинных разломов (а — достоверные, б — предполагаемые); 4 — щелочно-ультраосновные породы: интрузии и дайки (а) и слепые интрузии (б); 5 — трубы кимберлитовых пород и брекчий карбонатитов (а), щелочных базальтоидов (б), эксплозивных брекчий (в) и ультракратиевые трахитов (з); 6 — участки площадного распространения карбонатитовых трубок; 7 — границы распространения пород альпин-кимберлит-карбонатитовой (а) и кимберлитовой формаций (б — палеозойской, в — мезозойской); 8 — участок развития трубок взрыва на восточном склоне Уддинского поднятия; 9 — архейские образования (а) и раннепротерозойские зоны смятия Анабарского щита (б); 10 — контуры Оленекского (I) и Куойского (II) сводовых поднятий

делах поднятия (до 500—700 м и более на расстоянии 1—3 км), обусловлены, по-видимому, блоковыми подвижками по разломам различных направлений.

По субвертикальному кольцевому разлому с амплитудой 1,2—1,8 км внутреннее поднятие граничит с окаймляющим его кольцевым желобом, который с внешней стороны также ограничен зоной разломов, круто падающей к центру Попигайской структуры. Эта зона является ее тектонической границей. Поперечный профиль желоба асимметричный, с крутым, субвертикальным внутренним бортом и более пологим (до 30—50°) внешним. Желоб осложнен рядом локальных впадин, где его средняя глубина (около 1 км) увеличивается до 1,5—2 км. Наиболее значительная из таких впадин (Чорду-Далдынский грабен) располагается в южной части котловины, в нижнем течении р. Чорду-Далдын (см.

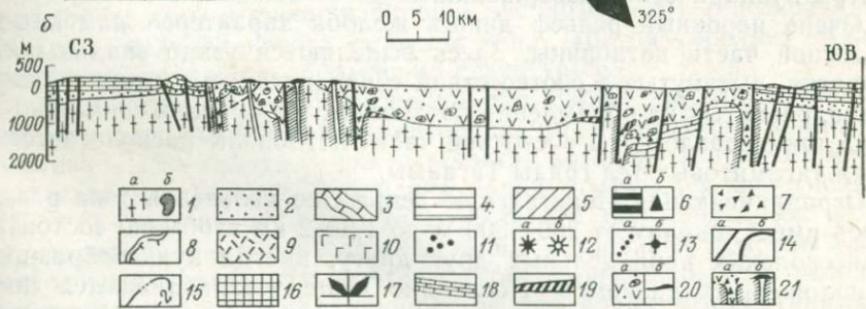
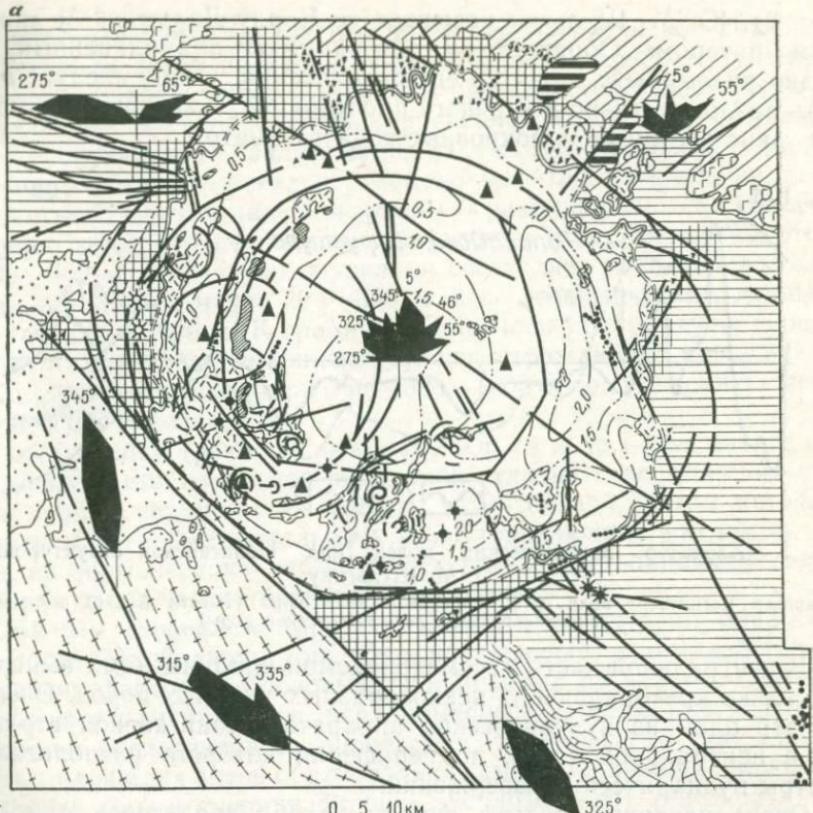


Рис. 2. Геолого-тектоническая схема (а) и разрез (б) Попигайской структуры (со снятым чехлом плиоцен-четвертичных отложений). Составил А. И. Трухалев:
 1 — архейские образования, крупные поля (а) и мелкие выходы (б); 2 — рифейские терригенные отложения; 3 — рифейско-вендские карбонатные отложения; 4 — отложения нижнего и среднего кембрия; 5 — пермские терригенные отложения; 6 — меловые угленосные вулканогенно-осадочные отложения, крупные глыбы (а) и изолированные выходы — отторженцы, крупные глыбы (б); 7—9 — криптовулканиты попигайского комплекса (7 — верхний мел — палеоген, глыбовые брекции, 8 — пирокластические образования и границы их сплошного распространения, 9 — тагамиты); 10 — силлы пермотриасовых долеритов; 11 — трубки карбонатитовых брекций (верхний мел — палеоген); 12 — кругопадающие интрузивные тела глыбовых брекций, достоверные (а) и предполагаемые (б); 13 — дайки и неккоподобные тела тагамитов; 14 — главные разрывные нарушения; 15 — изопахиты образований попигайского комплекса в км, по Ю. М. Шульгину; 16 — участки мелкоблочкового строения, дробления и брекчирования пород; 17 — розы-диаграммы простирания тектонических структур, по А. А. Межвилку. Дополнительные обозначения к разрезу: 18 — рифейско-кембрийские отложения, 19 — меловые угленосные отложения; 20 — пирокластические (а) и эфузивные (б) образования попигайского комплекса; 21 — гипотетические подводящие каналы извержений попигайских криптовулканитов с ореолом ударно-метаморфизованных пород

рис. 2). Ю. М. Шульгин называет ее Чорду-Далдынским «побочным кратером». Обращает на себя внимание прямолинейный, очевидно разломный, характер его ограничений. Особо следует отметить разломы северо-восточного простирания, к которым приурочены узкие экструзивно-покровные тела тагамитов.



Рис. 3. Характер геофизических полей над Попигайской структурой. По Ю. М. Шульгину:

1 — кривая магнитного поля ΔT_a ; 2 — кривая поля силы тяжести Δg (с исключением влияния рельефа подошвы земной коры)

В центральной части рассматриваемой впадины нами выявлено несколько крутопадающих неккообразных тел этих пород. Очевидно, это один из вулканических аппаратов Попигайской структуры в центральной части, по периферии которого располагались центры вулканических извержений.

Очень неровный рельеф днища характерен для юго-восточной части котловины. Здесь выделяются узкие впадины и поднятия, вытянутые в соответствии с простиранием древних разломов, развитых на обрамлении котловины. На продолжении одного из таких разломов в восточной части котловины располагается серия тагамитовых тел гряды Тагаамы.

Ограничивающая Попигайскую депрессию кольцевая зона разломов имеет ширину от 200—300 м до 1,5—2 км и обычно состоит из нескольких параллельных друг другу, иногда кулисообразно расположенных разломов. Последние чаще устанавливаются по аэрофотоснимкам, дугообразным и прямолинейным участкам гидросети, поскольку эта зона почти на всем протяжении перекрыта аллювием приуроченных к ней рек (Саха-Юрэгэ, Далдын, Рассоха и др.). Нередко дуговые разломы, слагающие рассматриваемую зону, сменяются прямолинейными, унаследованными от древних разрывных нарушений. Так, юго-западной, северной и северо-восточной границами котловины служат зоны глубинных разломов древнего заложения (соответственно Муна-Анабарского, Молодо-Попигайского и Попигайского). С юго-востока котловина и прилегающий к ней участок мелкоблокового строения ограничены зоной разломов, заложение которой относится по крайней мере к рифею.

Общий сбросовый характер ограничений Попигайской котловины устанавливается по геологическим и геофизическим данным. С внешней стороны пограничной зоны разломов обнажаются обычно различные древние породы (архейские, рифейские, палеозойские), с внутренней — залегающие на тех же или более низких гипсометрических отметках верхнемеловые — палеогеновые криптовулканиты. На юго-западе котловины ограничивающая ее сбросовая зона отчетливо выражена в рельфе в виде уступа высотой до 200—300 м. Амплитуда опускания составляет здесь по геологическим данным не менее 200—300 м, а по геофизическим данным достигает 500—1000 м. К границам Попигайской структуры нередко приурочены гравитационные ступени, отражающие погружение кристаллического фундамента на 1000—1500 м по сравнению с территорией обрамления.

В обнажениях (реки Попигай, Эгэ-Юрэгэ и др.) рассматриваемая зона состоит из блоков различной величины, испытавших неизвестные перемещения нередко значительной (сотни метров) амплитуды по субвертикальным и крутопадающим разломам. В пределах зоны нередко наблюдаются также крутопадающие тела и дайки вулканических брекчий и тагамитов.

Сложным строением характеризуется и территория обрамления Попигайской структуры. Оно обусловлено взаимодействием нескольких факторов: блоковыми подвижками по взаимно пересекающимся зонам разломов, неравномерным проседанием и флюидизационно-эксплозивными процессами. В результате на значительных площадях здесь образовались глыбовые брекчи сложного (тектонического и флюидизационно-эксплозивного) генезиса либо участки мелкоблокового строения типа «битой тарелки» (как, например, на южном обрамлении структуры).

Внутренние части Попигайской котловины выполнены субгоризонтально залегающими криптовулканитами верхнего мела — палеогена. Лишь иногда в краевых частях котловины, а также внутри ее вблизи выходов архейских пород отмечаются пологие (до 15—20°) падения пород брекчевой толщи, обусловленные, видимо, неравномерным проседанием днища котловины. Покровы тагамитов на водоразделах залегают субгоризонтально, а на склонах имеют наклон к днищам крупных речных долин, выработанных в породах пирокластической толщи.

В пределах Попигайской структуры и ее обрамления устанавливается большое число разрывных нарушений. Прежде всего выделяется серия крупных кольцевых (дуговых) разломов, параллельных границам структуры. Наиболее крупный из таких разломов с амплитудой смещения до 1,8 км, четко фиксирующийся по данным гравиметрии, ограничивает внутреннее кольцевое поднятие. Параллельно ему располагается еще ряд разломов, фиксируемых дугообразными экструзивно-покровными телами тагамитов.

Кроме того, внутри Попигайской котловины выделяется целый ряд концентрических и дуговых разломов более высоких порядков диаметром от 5—10 до 16—17 км и более (см. рис. 2). Центры их

обычно располагаются на крупных дуговых разломах. К разломам высоких порядков нередко приурочены дайкообразные (мощностью до 30—50 м) и экструзивно-покровные тела тагамитов. Целая серия таких кольцевых разломов (или, возможно, локальных концентрических или радиально-концентрических структур) устанавливается в бассейне среднего и верхнего течения р. Далдын и нижнем течении р. Чорду-Далдын. Значительная часть их подтверждена материалами геологического картирования (данные Л. А. Марковича).

Концентрические кольцевые разломы диаметром 8; 17 и 32 км дешифрируются у северо-западной границы Попигайской котловины. Центр их располагается вблизи устья р. Саха-Юрэгэ, в зоне разломов, ограничивающей котловину. К нему приурочены выходы крупноглыбовых эксплозивных брекчий.

Весьма вероятно, что кольцевые разломы высоких порядков отмечают локальные центры извержений пород попигайского комплекса.

В пределах Попигайской котловины выделяется также целая серия прямолинейных разрывных нарушений. Часть из них располагается радиально по отношению к центру котловины, другие же явно наследуют региональные системы разломов, развитые в породах обрамления котловины (см. розы-диаграммы на рис. 2). К этим разломам приурочены прямолинейные отрезки долин рек Попигай, Далдын и др., а иногда (как, например, в восточной и юго-восточной частях котловины) — дайки и экструзивно-покровные тела тагамитов.

Общая структура основания котловины реконструируется достаточно определенно. Это серия концентрических кольцевых валов и впадин, составляющих в совокупности округлое куполовидное поднятие диаметром около 200 км. В центральной части этого поднятия, а также в пределах кольцевых валов, отложения платформенного чехла были полностью или частично эродированы и сохранились лишь в кольцевых впадинах. Это устанавливается по выходам тех или иных образований в подошве криптовулканитов и по заключенным в них крупным глыбам и отторженцам древних пород. На внутреннем поднятии Попигайской структуры криптовулканиты залегают на архейских образованиях, а в периферических частях и на обрамлении — на рифейских, пермских и др.

Фрагменты описываемых структур основания наиболее отчетливы на северо-западном и северо-восточном обрамлении котловины. Это осложненные взбросами и взбросо-надвигами брахиантеклинали, параллельные границам котловины, с крутыми или субвертикальными внешними (по отношению к центру котловины) и более пологими (25 — 30°) внутренними крыльями. Длина их достигает 20—25 км при ширине 3—5 км. По данным гравиметрии, эти брахиантеклинали приурочены к полукольцевому поднятию кристаллического фундамента, что указывает на образование их при субвертикальных блоковых подвижках. На восточном обрам-

лении котловины к осевой части вышеупомянутого поднятия приурочены локальные выходы глыбовых брекчий.

Таким образом, Попигайская структура представляет собой впадину, наложенную на центральную часть куполовидного поднятия, состоящего из серии концентрических валов и впадин. Эта впадина ограничена полигонально-кольцевой зоной разломов (в значительной части наследующих древние разрывные нарушения) и осложнена внутренним кольцевым поднятием, являющимся, очевидно, одним из наиболее крупных кольцевых валов основания Попигайской структуры.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Попигайская структура характеризуется широким развитием стеклосодержащих брекчий, которые могут рассматриваться как члены непрерывного ряда обломков вмещающих пород — стекло. Стекло или входит в состав цемента брекчий, или образует обломки в них (либо то и другое вместе). В соответствии с этим выделяются два основных типа пород — массивные лавоподобные тагамиты и стекловато-обломочные зювиты.

Зювиты состоят из обломков пород (литокластов), зерен минералов (кристаллокластов), стекол (витрокластов) и цементирующей их массы. По характеру стекол и структурно-текстурным особенностям зювиты подразделяются на две крупные достаточно контрастные группы.

Агломератовые зювиты представляют собой породы от плотных серых и темно-серых (литовитрокластические разности) до более рыхлых серых и светло-серых (витролитокластические разности). Содержание стекла в них варьирует от 10 до 50 % и лишь изредка (в литовитрокластических зювитах) повышается до 70 %.

Обломки стекол остроугольной и овальной формы имеют размеры от 0,2 до 1—3 см, однако отдельные обломки в виде сильно вытянутых полос или же бесформенных изометрических «гнезд» достигают 10—15 см. Более крупные стекла окрашены в светло-серый или светло-зеленый цвет, пузыристы и часто имеют пемзovidный облик. Мелкие обломки стекол более плотные, обычно серозеленые, непористые. Границы стекол обоих видов с цементирующей массой резкие, четкие.

В шлифах также ясно устанавливаются те же два основных вида стекол. Все стекла прозрачные, светлоокрашенные (с желтовато-зеленоватыми оттенками). Светло-зеленые пемзovidные стекла обычно сильно хлоритизированы. Плотные стекла изотропные, практически не содержат ксенообломков (кстати, ксенообломки весьма редки и в пемзovidных стеклах). Структура этих стекол характеризуется зачастую наличием весьма грубых концентрических трещин (перлитовая отдельность). Иногда трещинки разбивают стекло на участки с грубополигональными очертаниями, об-

разуя структуру типа «битой тарелки». Вдоль границ трещинок и полигонов стекло часто приобретает аномальное двупредомление.

Показатели преломления стекол группируются в основном в двух диапазонах значений: 1,532—1,543 и 1,460—1,505. Во втором диапазоне часть стекол имеет показатель преломления 1,460—1,464 и, видимо, отвечает по составу кварцу (лешательериту). Другая часть светлоокрашенных стекол характеризуется более высокими показателями преломления: 1,484—1,489; 1,505. В некоторых из них заметны похожие на перититовые образования, но совершенно изотропные. Не исключено, что это диаплактовые стекла по калиево-натриевому полевому шпату.

Ксенообломки представлены в основном обломками пород кристаллического фундамента: биотит-гранатовыми, двупироксеновыми, гиперстеновыми гнейсами, плагиогнейсами, гранитогнейсами, мигматитами. Эти обломки несут на себе признаки ударного метаморфизма, иногда частично переплавлены, но большая часть обломков следов плавления не имеет. В большом количестве присутствуют обломки пород осадочного чехла: кварциты и кварцитопесчаники мукунской серии, известняки, доломиты, песчаники, углефицированные аргиллиты, угли, обломки древесины и т. д. Наконец, встречаются единичные обломки базитов протерозоя и пермо-триаса: диабазов, микродолеритов, габбро-долеритов и трахи-долеритов. Границы всех литокластов с цементирующими массой всегда резкие, четкие.

Весьма характерна цементирующая масса агломератовых зювитов, которая состоит из соприкасающихся между собой или расположенных рядом угловатых литокластов размером 0,2—0,5 мм. Среди них встречаются и окатанные зерна кварца явно осадочного происхождения. Промежутки между литокластами заполнены тонкораздробленной, сильно ожелезненной субизотропной массой того же состава, изредка с примесью небольшого количества мелких капелек стекла.

Помимо описанных выше, выделяются также грановитрокластические зювиты, в состав обломочной части которых входят преимущественно осколки минералов как из пород кристаллического фундамента, так и из осадочных пород. Эти зювиты связаны постепенными переходами с так называемыми коптокластитами [12]. Коптокластиты описывались как вулканические пески. Это сравнительно рыхлые породы, сложенные обломками минералов (размером 1—2 мм и меньше), из которых 80 % составляют кварц и полевые шпаты. Постоянно присутствуют более крупные литокласти, кусочки обугленной древесины, сидерит, встречен янтарь. Обломочный материал в целом угловатый, неокатанный, хотя часто наблюдаются и окатанные зерна (кварца и минералов тяжелой фракции). По мнению В. Л. Масайтиса, окатанный материал заимствован из разрушенных осадочных пород, обладавших слабой цементацией. Не оспаривая этой точки зрения, отметим все же, что, по нашим наблюдениям, некоторые коптокластиты связаны постепенными переходами с четвертичными отложениями и содер-

жат окатанную гальку тагамитов и зюбитов. Возможно, что это породы смешанного (вулканогенно-осадочного) генезиса.

Витрокластические зюбиты с содержанием стекла 75—90 % широко развиты в пределах Попигайской структуры. Это плотные массивные породы серого и темно-серого цвета, обломочного облика. По структурно-текстурным признакам выделяются два основных типа витрокластических зюбитов.

О зюбитах I типа можно судить по описанию некоторых исследователей, подчеркивающих их игнимбритоподобный облик [8]. Он обусловлен главным образом характером выделения стекол. Стекла в основном темноокрашенные, четко флюидальные, уплощенные, на поперечном срезе удлиненные, шнуровидные, извилистые, нередко причудливых, «лапчатых» очертаний. Контакты стекол с цементирующей матрицей нечеткие, расплывчатые, стекло как бы постепенно растворяется в цементе.

Флюидальность стекол подчеркивается зональностью окраски, полосами или пятнами. Наиболее характерна зональная окраска, когда периферические части выделений стекол окрашены в более светлые тона. Для некоторых стекол очень типична сферолитовая раскристаллизация, при этом округлые сферолиты образуют неправильные скопления или полосы, подчеркивающие флюидальность. В ряде случаев в стеклах наблюдается своеобразное «пузырчатое» строение. Округлые образования отделены от стеклянной матрицы узкой оторочкой более темного цвета. Стекла внутри них аналогичны вмещающим или же окрашены более интенсивно. Нередко в центре обособлений идет раскристаллизация, и они приобретают тонкочешуйчатое строение.

В отличие от стекол из агломератовых зюбитов флюидальные темные стекла обычно содержат значительное количество мелких лито- и кристаллокластов, почти полностью представленных материалом пород кристаллического фундамента. Эти обломки имеют в основном округлые очертания (оплавлены?) и также группируются в полосы в соответствии с общим рисунком флюидальности.

Текстура стекол чаще массивная, реже миндалекаменная. Размер пор составляет от сотых долей до 0,2—0,3 мм. В отличие от агломератовых зюбитов, где поры обычно ничем не заполнены и представляют собой лопнувшие газовые пузырьки, от которых нередко сохраняются (по периферии обломков) лишь вогнутые фрагменты стенок, во флюидальных стеклах в порах очень часто содержится тонкообломочный материал, идентичный связующей массе зюбитов. Нередко миндалины выполняются карбонатом, цеолитами, хлоритом.

Показатели преломления флюидальных стекол колеблются в пределах 1,529—1,596, причем вариации характерны и для стекол одного цвета; в то же время отмечаются близкие показатели преломления у различно окрашенных стекол. В целом показатели преломления несколько выше, чем у светлоокрашенных стекол из агломератовых зюбитов, что свидетельствует о более основном составе темноокрашенных флюидальных стекол.

Цемент витрокластических зювитов представлен тонкораздробленной мелкообломочной массой, густо пропитанной каплевидными выделениями стекла, которые как бы соединяют всю породу в единую монолитную массу, приобретающую в результате облик спекшегося туфа.

Как показали петрографические исследования, флюидальные стекла в основной массе формировались главным образом за счет расплавления тонкораздробленной матрицы. Поэтому витрокластические спекшиеся зювиты образовывались не в условиях аэродинамического переноса вещества, а в результате излияния пирокластических потоков. Кроме того, как будет показано ниже, аналогичные зювиты возникают и при флюидно-термальном воздействии интрузивных тагамитовых тел на вмещающие породы (гнейсы и агломератовые зювиты).

Зювиты II типа («туфовидные», по В. Л. Масайтису) не содержат удлиненных флюидальных выделений стекол. Это мелкообломочные породы, характеризующиеся преобладанием изометрических выделений темноокрашенных стекол размером от 0,5 до 2—3 см в поперечнике. Промежутки между ними цементируются плотной стекловато-обломочной тонкокластической массой.

Витрокластические спекшиеся зювиты пространственно ассоциируют и связаны постепенными переходами со стекловатыми массивными лавоподобными породами — тагамитами. По комплексу признаков выделяются два основных типа тагамитов.

Тагамиты I типа — это массивные (реже слабопористые) породы, часто с тонкоплитчатой отдельностью, темно-серого, черного, стального и темно-коричневого цвета. В пористых разностях объем пор не превышает первых процентов от общего объема породы; поры, как правило, крупные (до 1 см), округлые или эллипсоидальные, равномерно распределены по всей породе. Часть пор не заполнена, часть — выполнена хлоритом, цеолитами, халцедоном, кристобалитом.

В толще тагамитов встречаются отдельные участки (до 10 м) сильно кавернозных разностей. Для них характерно присутствие крупных каверн и плоских полостей протяженностью до 10—15 см. Стенки каверн и полостей выстланы мелкозернистыми щетками кварца с вкрапленностью (иногда весьма обильной) пирита. В ряде случаев достаточно четко устанавливается, что каверны неправильной формы образуются за счет растворения и «вымывания» ксенолитов гнейсов. Таким образом, участки развития кавернозных тагамитов маркируют, по-видимому, зоны повышенной трещиноватости и интенсивной гидротермальной проработки пород.

Матрица тагамитов I типа представлена светло-серым, серым, коричневым, бурым (в шлифах) стеклом, обычно изотропным, нефлюидальным или же слабо флюидальным. Иногда стекло частично раскристаллизовано и превращено в слабополяризующий криптокристаллический агрегат. Зачастую матрица разложена и густо пропитана окислами и гидроокислами железа. Показатели преломления стекловатой матрицы приведены в табл. 1.

Таблица I

Светопреломление стекла
из мезостазиса тагамитов I типа

№ шлифа	Цвет стекла	<i>n</i>
570	Бесцветное	1,538
1490	Серо-ко- ричневатый	1,538
1700	Серый	1,490
1547	Коричнева- тый	1,527
1900	Сиреневый	1,536 1,534 1,542

Судя по вариациям показателя преломления, состав стекол существенно меняется даже в пределах одного шлифа. Содержание кремнезёма в большинстве стекол можно оценить в 54—57 %.

В стекловатом базисе спорадически разбросаны обломки ксеногенного материала, количество которого варьирует от 1—2 до 50 %; наиболее часто встречаются разности с содержанием порядка 5—15 %. Ксеногенный материал представлен обломками пород кристаллического фундамента (в основном гнейсов), базитов, осадочных пород чехла. В этой же последовательности убывает относительное количество ксеноматериала. Среди кристаллокластов встречены (в порядке убывания) кварц, плагиоклаз, биотит, калишпат, гиперстен, клинопироксен, гранат (альмандин), изредка циркон. Иногда встречается апатит с хорошей кристаллографической огранкой.

Границы кластов и стекловатого базиса обычно резкие, четкие. Лишь изредка наблюдаются признаки термального воздействия расплава. Это тонкие (доли миллиметра) каймы оплавления вокруг некоторых кристаллокластов, главным образом кварца. Иногда в обломках известняков отмечается зональность, выраженная в чередовании участков с различной степенью перекристаллизации исходного вещества, причем зоны располагаются параллельно границам обломков.

Большинство обломков имеет размер в диапазоне 2—3 мм — 1 см. Крупные обломки (до 10—15 см) весьма редки. В целом содержание обломков обратно пропорционально их величине.

Эндоконтактовые части крупных тагамитовых тел сложены тагамитом несколько иного облика. Характерная их особенность — интенсивное поглощение, ассилияция ксеноматериала расплавом. На начальных стадиях ассилияции ксенокристаллы окружаются тонкой каймой более темного стекла; постепенно кайма разрастается и в конечном счете образуется «шарик» темно-бурового стекла, в центре которого часто сохраняются мельчайшие недоплавившиеся реликты. В результате базис тагамитов приобретает своеобразный пятнистый облик, что и является типоморфным признаком выделяемых нами тагамитов-ассимилятов.

Ассилияция ксеноматериала протекала в большинстве случаев в условиях интенсивных механических напряжений. Отмечается дробление крупных ксенолитов гнейсов, механическое растаскивание мелких осколков расплавом. Вязкий расплав внедрялся в раздробленные ксенолиты в виде языков, образующих при застывании полосы флюидального пятнистого стекла. Мелкие обломки пере-

группировываются, концентрируясь с образованием полосок и линзочек, согласных с флюидальностью включающего их стекла.

В начальных стадиях ассилиации расплав обычно переполнен ксенообломками, пятнистость базиса выражена неясно. По мере усиления ассилиации число обломков заметно уменьшается, одновременно пятнистая структура становится резче, четче. В конечном счете число обломков может составлять всего лишь 1—2 %. За счет неравномерного распределения в различной степени ассилированного ксеноматериала ассилияты приобретают брекчевидную текстуру. Эта текстура характерна для них, но не обязательна.

В центральных частях крупных тел, где, по-видимому, дольше сохранялась высокая температура, стекло в значительной степени раскристаллизовано. Раскристаллизация проявляется в двух основных формах. Базис некоторых тагамитов представляет собой «войлок» микролитов плагиоклаза, как бы склеенных стеклом, т. е. имеет микролитовую структуру. Для другого типа раскристаллизации тагамитов характерно наличие микрофенокристаллов и гиалопилитовой основной массы, причем размеры зерен при переходе от микрофенокристаллов к микролитам меняются очень плавно и постепенно.

Микролиты имеют размер 0,1—0,3 мм и представлены плагиоклазом (андезин № 30—33) и кордиеритом. Микролиты не соприкасаются друг с другом, не обладают определенной ориентировкой и равномерно рассеяны в стекловатом базисе. Таким образом, структура базиса может быть определена как гиалопилитовая (андезитовая).

Микрофенокристаллы размером 0,5—1 мм представлены плагиоклазом (лабрадор № 52—60), хлоритизированным клинопироксеном (авгитом), хлоритизированным биотитом и кордиеритом. Характерно явление резорбции микрофенокристаллов плагиоклаза расплавом. Общее число микрофенокристаллов невелико (2—3 зерна на шлиф), поэтому структура породы в целом может быть названа вейзельбергитовой, характерной для андезитов.

Тагамиты II типа связаны с тагамитами I типа плавными, постепенными переходами, образуя в разрезах своеобразные «переходные» зоны. Целесообразно начать характеристику тагамитов II типа именно с описания таких переходных зон (рис. 4).

Сначала в темном базисе тагамитов I типа появляются тонкие (доли миллиметра) каймы чистого прозрачного стекла, развивающегося вокруг ксенокристаллов кварца и полевого шпата. В стекле вокруг обломков часто образуются своеобразные окантовки, состоящие из удлиненных микролитов ортопироксена (гиперстена); в подчиненном количестве присутствуют плагиоклаз (лабрадор и реже андезин), клинопироксен — авгит и изредка кордиерит. В таких породах общий объем новообразованного стекла не превышает 5—10 %. Постепенно количество новообразований свежего чистого стекла нарастает. Полосы стекла вокруг ксенообломков как бы расплываются, становятся толще, при этом размер

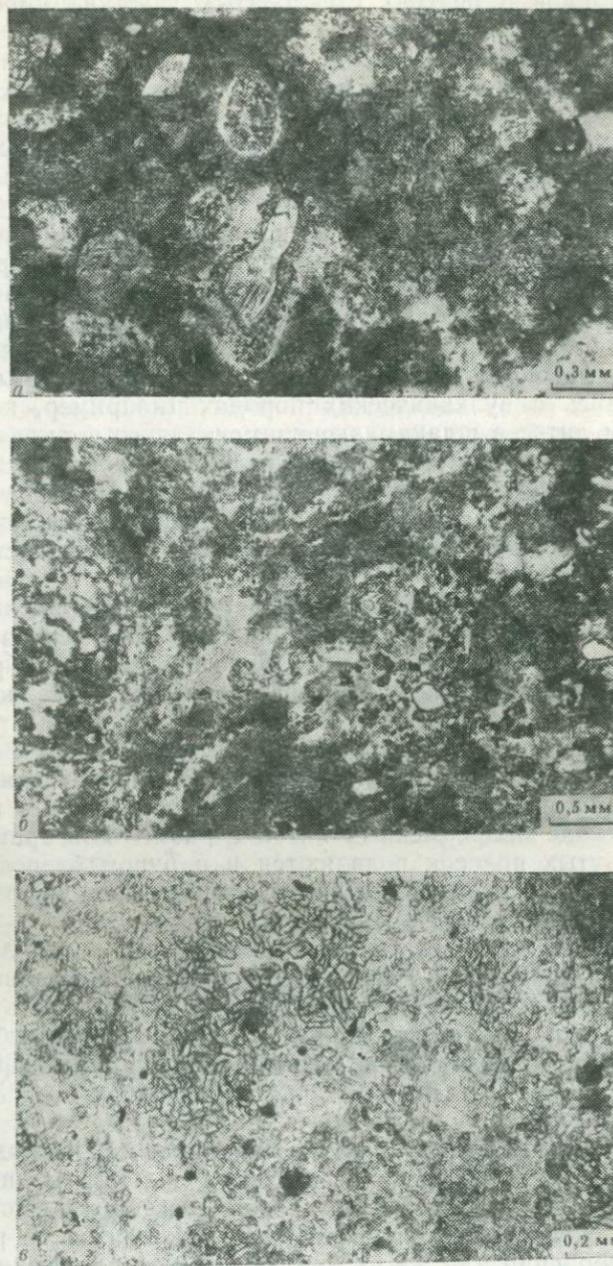


Рис. 4. Характер постепенного перехода между тагамитами I и II типов:
 а — тагамит I типа с тонкими каймами свежего стекла вокруг ксенообломков (обр. В-50, с анализатором); б — порода переходной зоны (обр. В-53, с анализатором); в — тагамит II типа (обр. В-57, без анализатора)

ксенообломков в центрах стекловатых участков уменьшается, а иногда они (ксенообломки) исчезают совсем.

Заметно возрастает размер микролитов. Наряду с вытянутыми, шестоватыми кристаллами появляются ортопироксеновые зерна грубо-короткостолбчатой и даже грубоизометричной формы, образующие весьма оригинальные скопления. Чаще всего в таких скоплениях отдельные индивиды ориентированы самым беспорядочным образом, однако нередко ортопироксеновые таблички, расположенные непосредственно одна возле другой, ориентированы субпараллельно, и визуально создается впечатление крупного зерна ромбического пироксена, разбитого трещинками на ряд прямогольных обособлений. Дальнейший процесс срастания таблитчатых индивидов приводит к формированию блоковых ортопироксеновых «фенокристаллов». Такие блоковые структуры минералов описывались в вулканических породах (например, коматитах), каменном литье в шлаках, экспериментальных стеклах плавления как характерные структуры закалки. О закалочной природе возникающих фаз свидетельствуют и встречающиеся в стекловатых участках породы футляровидные кристаллики плагиоклаза, где собственно плагиоклаз образует лишь чехол, внутренность которого заполнена стеклом.

Необходимо отметить, что, как показывает практика экспериментов по плавлению пород, ромбический пироксен (в случае его присутствия в нормативном составе) является самой распространенной закалочной фазой и образуется даже тогда, когда время закалки минимально.

В новообразованном прозрачном стекле нередко отмечаются флюидальность, следы течения, характерна перлитовая структура. Кроме кайм вокруг ксенообломков, новообразования прозрачных стекол в виде бесформенных пятен с размытыми границами или же вытянутых полосок появляются и в буром базисе тагамитов I типа. На этом этапе объем чистых стекловатых участков в породе составляет около 30 %.

Далее количество чистого прозрачного стекла продолжает нарастать. Толщина кайм стекла увеличивается, они сливаются между собой, и порода представляет беспорядочную смесь пятен прозрачных стекол и участков «грязных» светло-бурых и бурых тагамитов I типа, с размытыми, нечеткими границами. При этом количество чистых стекловатых участков варьирует от 50 до 70 % объема породы.

Наконец, тагамиты I типа исчезают совсем. Порода целиком состоит из чистого прозрачного стекла, в котором спорадически разбросаны крупные микролиты ортопироксена, часто образующие округлые скопления (при ориентации микролитов по радиусам к центру скоплений или же их хаотическом расположении), агрегаты короткотаблитчатых кристалликов ортопироксена с меняющейся ориентировкой табличек, крупные «блоковые» кристаллы гиперстена, микролиты клинопироксена, кордиерита и футляровидного плагиоклаза, а также немногочисленные и, как правило, мелкие

округлые обломочки ксеноминералов. Наличие свежего неизмененного стекла обуславливает отчетливый стеклянный блеск на свежем изломе.

Важно подчеркнуть, что в тагамитах II типа практически все обломки плагиоклазов представлены своеобразными губчатыми или ситовидными плагиоклазами. Такие структуры плагиоклазов известны в целом ряде пород и трактуются как результат нагрева до температур начала плавления. В тагамитах I типа эти плагиоклазы исключительно редки.

Таким образом, изучение перехода между тагамитами двух описанных выше типов позволяет выделить ряд принципиальных фактов, дающих возможность судить об их генетических взаимоотношениях. Перечислим вкратце эти факты.

1. Существует плавный переход между тагамитами I и II типов.

2. Породы переходной зоны представляют собой смесь разновозрастных стекол с различной термодинамической историей формирования. О разновозрастности стекол свидетельствуют сильная вторичная измененность их в тагамитах I типа и свежий облик в тагамитах II типа. Обилие в последних закалочных фаз и их практическое отсутствие в тагамитах I типа указывают на существенно разный термодинамический режим охлаждения.

3. Первоначальное образование более позднего прозрачного стекла происходит на контактах ксенообломков с цементирующими матрицей. В дальнейшем возникшие каймы стекла разрастаются, сливаются, что в конечном счете приводит к формированию мощных тел тагамитов II типа.

4. Как будет показано ниже, тагамиты обоих типов практически изохимичны, за исключением степени окисленности железа.

5. В тагамитах II типа резко преобладают плагиоклазы с губчатой и ситовидной структурой; в тагамитах I типа такие обломки являются большой редкостью.

Анализируя изложенные выше факты, можно сделать вывод, что, пожалуй, единственным механизмом, позволяющим объяснить все детали взаимоотношений пород, является более позднее переплавление уже сформировавшихся, твердых и измененных тагамитов I типа. Источником тепловой энергии для такого переплавления мог служить поток высокоактивных флюидов, проникающих в тагамитовое тело по механически ослабленным зонам (внутренних подвижек, дробления, трещиноватости). В таких зонах переплавление могло быть полным с образованием достаточно мощных пластиообразных и струеобразных (в соответствии с морфологией зон) тел тагамитов II типа. Вокруг этих зон как отражение температурного градиента возникли породы переходного облика, где передвижение флюидов осуществлялось в основном уже не инфильтрационным, а диффузионным путем. С этой точки зрения становится понятным начало плавления прежде всего на контактах ксенообломков с базисом, так как в массивных тагамитах именно зоны таких контактов являются механически наиболее ослабленными.

Ю. П. Масуренковым и Г. Н. Ковалевым проведены эксперименты по наблюдению реальных путей миграции вещества в кристаллических породах в условиях предплавильных температур в присутствии воды. В экспериментах образцы подвергались воздействию водного раствора, меченого радиоактивными изотопами. Запечатленные на авторадиограммах пути миграции изотопов приурочены к межзерновым границам и другим дефектам кристаллической структуры. Авторы пришли к выводу, что при подготовке породы к плавлению и на начальных стадиях самого плавления межзерновые контакты (т. е. механически наиболее ослабленные зоны) играли роль проводников агентов плавления — флюидов. В тагамитах же аналогичную роль играли контакты ксенообломков с цементирующими стекловатым базисом.

Если для тагамитов I типа характерна сравнительно редкая неправильная сеть трещин, то трещиноватость тагамитов II типа совершенно иная и гораздо более интенсивная. Нередки зоны с очень густой трещиноватостью (своего рода тагамитовые «сланцы»), ориентированной перпендикулярно к оси керна, указывающей на существование крупных субгоризонтальных зон подвижек. В пределах этих зон часто встречаются участки своеобразных брекчий, в которых обломки тагамитов как I, так и II типов находятся совместно и цементируются аморфной гидротермально-измененной массой. Существование таких брекчий указывает на то, что подвижки в зонах нарушений неоднократно возобновлялись и в процессе формирования тагамитов II типа.

Именно эти субгоризонтальные зоны могли служить основными флюидопроводниками и таким образом контролировать морфологию тел тагамитов II типа, что хорошо подтверждается геологическими данными. Так, в некоторых силлообразных тагамитовых телах видно, что они имеют зональное строение. В центре силла прослеживается зона тагамитов II типа, сменяющаяся далее к краям породами переходной зоны. Подошва и кровля силла сложены тагамитами I типа. Очевидно, что в этом случае флюидопроводная зона была сквозной, субгоризонтальной и проходила около центральной части тела. В других случаях морфология более сложна: наряду с участками субгоризонтального залегания, тагамиты II типа образуют также и тела неправильной, рукаво- и жилообразной формы, как бы инъецирующие тагамиты I типа, причем и здесь эти тела окружены «рубашкой» пород переходной зоны. По-видимому, усложнение конфигурации флюидопроводных зон обусловливалось сочетанием зон трещиноватости субгоризонтального простирания с зонами трещиноватости иной ориентировки.

Флюидное переплавление не редкость в областях развития вулканализма. Отмечены случаи, когда вторая фаза извержения представлена переплавленными под влиянием флюидов породами первой фазы. В. Н. Шарапов с соавторами в 1977 г. на основании изучения ксенолитов кристаллических пород из некоторых четвертичных вулканов Камчатки показали характер локального рас-

творения и плавления этих пород на глубинах свыше нескольких километров под воздействием потоков горячих флюидов.

Стекла из тагамитов I типа и витрокластических спекшихся зювитов были изучены Г. К. Блиновой (ЦНИГРИ) с помощью метода ИК-спектрофотометрии (рис. 5). Судя по ИК-спектрам, в области колебаний $\text{Si}(\text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдра проявляются нечеткие размытые полосы поглощения, что свидетельствует об их разупорядоченном, стеклообразном состоянии. Однако в области 400—800 cm^{-1} в спектрах наблюдается более сложная структура, которая, скорее всего, обусловлена наличием в стекле элементов дальнего порядка.

В спектрах стекол из витрокластических зювитов (рис. 5, обр. 26с—26), согласно эталонным спектрам, главной фазой, вероятно, является α -кристобаллит, а примесь полевых шпатов незначительна. В тагамитовых стеклах (обр. 2с—14) отмечаются полевошпатовые максимумы поглощения 620—625 cm^{-1} , 530—540 cm^{-1} и 580—585 cm^{-1} , что сближает их со стеклами Карской структуры. Однако наряду с ними часто присутствует довольно интенсивный максимум поглощения около 790 cm^{-1} . По-видимому, его можно идентифицировать как $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$ колебания колец из SiO_4 тетраэдров. Эта полоса присутствует в ряде полиморфных модификаций SiO_2 .

Во всех изученных образцах присутствуют полосы 3400 и 1640 cm^{-1} , а в образце 26с—26 — 1880 cm^{-1} , связанные, вероятно, с наличием групп $(\text{OH}) \cdot n$, что уже отмечалось ранее в работе Л. И. Глазовской. Для более надежной и детальной идентификации в образцах H_2O , OH^- и H_3O необходимо параллельное изучение ИК-спектров образцов и их потерь в массе за счет дегидратации.

Средние химические составы пород попигайского комплекса приведены в табл. 2.

Тагамиты разных типов составляют единую в петрохимическом отношении группу пород. Существенных отличий при сравнении содержаний основных пордообразующих окислов и некоторых их отношений не наблюдается. Исключение составляет степень окисленности железа, которая максимальна в тагамитах I типа и минимальна в тагамитах II типа, что, по-видимому, связано с более высокотемпературным характером последних.

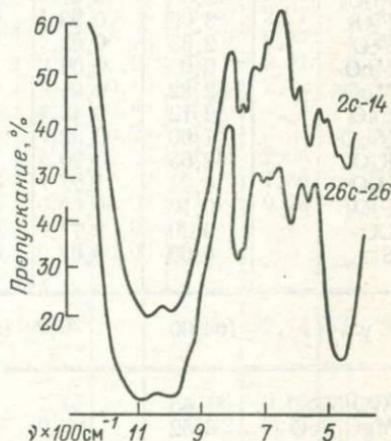


Рис. 5. ИК-спектры стекол из пород Попигайской структуры. Обр. 2с-14 — стекловатая матрица из тагамита I типа; обр. 26с-26 — стекло из витрокластических спекшихся зювитов

Таблица 2

Средний химический состав

Окислы	1 (13)	s	2 (25)	s	3 (38)	s	4 (36)
SiO_2	67,52	1,99	65,99	1,51	66,51	1,73	64,16
TiO_2	0,69	0,05	0,75	0,08	0,73	0,08	0,81
Al_2O_3	12,50	0,41	13,54	0,83	13,19	0,87	14,35
Fe_2O_3	3,09	0,93	2,26	0,71	2,55	0,90	1,48
FeO	2,35	0,83	3,81	0,79	3,31	1,05	4,81
MnO	0,09	0,02	0,09	0,04	0,09	0,03	0,08
MgO	2,82	0,94	3,33	0,49	3,16	0,71	3,66
CaO	2,12	0,43	2,81	0,38	2,57	0,51	3,88
Na_2O	1,60	0,32	1,97	0,53	1,84	0,29	2,19
K_2O	2,65	0,20	2,60	0,17	2,62	0,17	2,63
H_2O	4,24	1,27	2,46	0,75	3,07	1,27	1,49
P_2O_5	0,10	0,02	0,11	0,03	0,11	0,02	0,13
CO_2	0,20	0,17	0,16	0,25	0,17	0,22	0,10
S _{общ}	0,03	0,04	0,06	0,07	0,05	0,06	0,11
Сумма	100,00		99,94		99,97		99,88
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	1,65		1,32		1,42		1,20
$\text{MgO}/\text{FeO} +$ + $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$	0,52		0,54		0,54		0,58
	1,31		0,59		0,77		0,30

1 — агломератовые зювиты (в скобках указано количество анализов); 2 — витрокласти переходной зоны; 6 — тагамиты II типа; 7 — все тагамиты в целом; 8 — средний состав пород

Незначительные вариации содержаний кремнекислоты и основных пордообразующих окислов (на диаграммах Харкера разброс фигуративных точек крайне незначителен), по-видимому, указывают на то, что процессы магматической дифференциации практически не играли роли.

При нанесении тагамитов на классификационную диаграмму магматических горных пород в координатах «кремнезем — сумма щелочей», по А. А. Маракушеву, они попадают в поле андезито-дацитов. Однако, по сравнению с «нормальными» земными эфузивами, тагамиты обогащены TiO_2 , FeO , MgO и обеднены Al_2O_3 , Fe_2O_3 и Na_2O . Резко уменьшена и степень окисленности железа, которая значительно ниже для эфузивов с аналогичным содержанием кремнекислоты. Возрастает отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

В целом тагамиты весьма близки к среднему составу пород основания структуры, отличаясь повышенными содержаниями MgO и пониженными глинозёма. Слегка возрастает калиевость и резко падает степень окисленности железа.

Наиболее петрохимически контрастными являются агломератовые зювиты, как по сравнению с породами цоколя, так и с тагамитами. В них заметно больше SiO_2 , K_2O и меньше Al_2O_3 , CaO ,

пород Попигайской структуры (в %)

	s	5 (47)	s	6 (49)	s	7 (132)	s	8 (39)	9	10
	1,57 0,08	63,55 0,81	1,32 0,05	63,61 0,81	0,80 0,03	63,75 0,81	1,25 0,51	64,40 0,95	62,02 0,90	65,68 0,57
	0,60	14,36	0,52	14,55	0,43	14,43	0,51	16,60	17,17	16,25
	0,95	0,90	0,99	0,80	0,79	1,02	0,95	2,40	2,77	2,38
	0,82	5,24	0,93	5,62	0,77	5,26	0,90	3,10	2,37	1,90
	0,01	0,08	0,01	0,08	0,01	0,08	0,01	0,10	0,11	0,06
	0,47	3,83	0,58	3,77	0,40	3,76	0,49	2,30	2,42	1,41
	0,70	4,47	0,78	3,91	0,59	4,11	0,80	4,20	4,74	3,46
	0,23	2,33	0,21	2,39	0,19	2,31	0,23	3,10	3,33	3,97
	0,27	2,69	0,24	2,72	0,21	2,69	0,24	3,00	2,26	2,67
	0,65	1,36	0,67	1,32	0,73	1,38	0,69	—	1,30	1,50
	0,02	0,15	0,03	0,14	0,02	0,14	0,02	—	0,29	0,15
	0,03	0,11	0,05	0,10	0,02	0,10	0,04	—	—	—
	0,06	0,12	0,04	0,18	0,06	0,14	0,06	—	—	—
		100,00		100,00		99,98		99,80	99,13	100
		1,15 0,62		1,13 0,58		1,16 0,60		0,96 0,42	0,67 0,47	0,67 0,33
		0,17		0,14		0,19		0,77	1,17	0,79

ческие спекшиеся зювиты; 3 — все зювиты в целом; 4 — тагамиты I типа; 5 — тагамиты пеганабарского щита [12]; 9 — андезито-дациты; 10 — дациты.

Na_2O . Максимальные значения имеют отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$.

В целом в ряду агломератовые зювиты — витрокластические зювиты — тагамиты — породы кристаллического цоколя наблюдается тенденция приближения химического состава их к составу пород кристаллического основания структуры.

Раздробленные породы цокольного комплекса (аутигенные брекции) и различного рода перемещенные брекции с малым содержанием стекла (аллогенные брекции) детально описаны в работе [12] и здесь не приводятся.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В составе выполняющих Попигайскую структуру образований выделяются два комплекса отложений. Первый из них ранне-попигайский, представлен вулканогенно-осадочными отложениями юрско-мелового (до турана включительно) возраста; второй (существенно попигайский), намного превосходящий первый по объему, сложен криптовулканитами верхнего мела — палеогена.

Отложения раннепопигайского комплекса встречаются обычно в виде небольших изолированных обнажений среди криптовулканитов либо заключены в последние в виде отторженцев, глыб или обломков различной величины. По палеонтологическим и палинологическим данным, полученным при изучении большого числа выходов этих отложений в процессе геологосъемочных и тематических работ [19, 23], здесь реконструируется почти непрерывный разрез отложений от средней юры до турона включительно общей мощностью около 200—300 м. Наиболее древние из них относятся к аалену; кроме того, в составе раннепопигайского комплекса установлены прибрежно-морские отложения волжского яруса, переходных слоев от поздней юры к берриасу, берриаса и валанжина и аллювиальные угленосные отложения баррем-апта, апта, аптальба, сеномана и турона. В них содержатся пласти углей мощностью до 5—7 м. В некоторых выходах угленосных отложений обнаружены споры и пыльца, видовой состав и процентное содержание которых позволяют допускать, по заключению В. В. Павлова, их позднеюрский возраст.

Существенным отличием юрско-меловых отложений Попигайской котловины от одновозрастных отложений сопредельных районов Сибирской платформы является присутствие в них вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. В полимиктовых песчаниках верхней юры, берриаса и валанжина в количестве до 15 % содержатся обломки и пепловые частицы вулканического стекла кислого и среднего состава. Среди берриас-валанжинских отложений встречены карбонатизированные пепловые кристалловитрокластические туфы.

Более широко вулканогенные породы распространены в угленосных отложениях мелового (альб-туронского) возраста. В отдельных выходах этих отложений вулканические пеплы слагают до 60 % видимой мощности разреза. Они образуют отчетливые пласти мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, чередующиеся с глинами, песками, углями.

По особенностям гранулометрического состава (преобладание частиц псаммитовой размерности и др.) меловые пеплы близки хорошо изученным пеплам современных извержений вулкана Безымянного на Камчатке, собранным в 10—42,5 км от центра извержения. Это обстоятельство, а также присутствие в породах легко разрушающихся обломков стекла, свидетельствующее об отсутствии сколько-нибудь значительного их переноса, указывает, что центр извержений пеплов находился где-то на территории Попигайской котловины.

Присутствие обломков гетерогенных стекол (бурых, коричневых, темно-серых) с осколками кристаллов и обломков минералов, несущих следы ударных преобразований, сближает меловые пеплы с породами попигайского комплекса. Эти минералы чаще всего представлены смытым биотитом с сильной дисперсией преломления и буроватым кварцем с заметными планарными элементами. Темно-серые стекла из пеплов очень похожи на тагамиты попигайско-

го комплекса. По химическому составу пеплы также сходны с обломочными породами последнего [23].

Глины, играющие существенную роль в составе меловых угленосных отложений Попигайской депрессии, в значительной своей части имеют вулканогенное происхождение. В пользу этого говорят наблюдавшиеся иногда в них под микроскопом мельчайшие осколки кварца, полевых шпатов и реликты рогулек вулканического стекла, а также состав глин. По данным рентгеновского анализа (аналитик В. Н. Герасимов, НИИГА), они состоят преимущественно из монтмориллонита (50—65 %), гидрослюды (20—30 %) и хлорита (10—20 %), а также небольшого количества (5—10 %) каолинита.

Вероятно, с вулканической деятельностью в районе Попигайской депрессии связаны карбонатизированные пепловые туфы, обнаруженные в 1973 г. В. И. Зенковым в составе альбских угленосных отложений о. Бегичева (примерно в 250 км севернее Попигайской депрессии). В этих же отложениях встречены пласты (0,1—0,5 м) монтмориллонитизированных глин, являющихся, по заключению этого исследователя, продуктом переработки пепловых туфов. Монтмориллонитизированные туфы среди меловых угленосных отложений о. Бегичева отмечались также А. И. Бочарниковой.

Пространственная приуроченность юрско-меловых вулканогенно-осадочных отложений к территории Попигайской котловины и черты петрографического и петрохимического сходства меловых пеплов с мел-палеогеновыми вулканитами, выполняющими эту структуру, указывают, что образование этих отложений связано с начальными стадиями вулканизма, предшествовавшими грандиозным извержениям в позднем мелу—палеогене.

Породы попигайского комплекса выполняют большую часть Попигайской котловины и нередко выходят за ее пределы. Большая часть попигайского комплекса представлена пирокластическими образованиями—зювитами, характеризующимися сильной фациальной изменчивостью, отсутствием маркирующих горизонтов и нередко почти полной идентичностью пород из различных частей разреза. Нижние горизонты сложены глыбовыми брекчиями, мощность которых достигает 150 м и более. Выше с постепенным переходом залегает мощная (до 2—2,5 км в наиболее погруженных частях структуры) толща зювитов. Мощность отдельных литологически выделяющихся покровов составляет десятки и первые сотни метров. Наиболее отчетливые покровы наблюдались в верхней части разреза пирокластической толщи. Здесь, в частности, выделяются покровы агломератовых зювитов мощностью около 100 м (так называемая «парчанайская брекчия», по С. А. Вишневскому) с характерными обломками желто-зеленой пемзы и перекрывающий его покров (свыше 30 м) более мелкозернистых зювитов, отличающихся пестроокрашенными стеклянно-прозрачными стеклами («далдынскую брекчия»). В слабосцементированных литокластических зювитах, вскрытых картировочными скважинами глубиной до 200 м, иногда отмечаются элементы субгоризонталь-

ной слоистости в виде трещин пластовой отдельности и параллельных им тонких прослоев глин и слойков угольной крошки. В этих прослоях и заключающих их зювитах обнаружены богатые споропыльцевые комплексы, относящиеся, по Н. М. Бондаренко, к сантону (или, возможно, кампану), кампан—маастрихту и позднему мелу—палеоцену. Подчеркнем, что эти комплексы синхронны пирокластическим породам; они не могут происходить из меловых угленосных отложений, поскольку в последних наиболее молодые слои относятся к турону или даже (Хатангская впадина) альбу—сеноману.

Более молодыми в попигайском комплексе являются витрофировые породы — тагамиты. Мощность их покровов от 20—30 до 80—100 м, они несогласно перекрывают различные горизонты пирокластической толщи (см. рис. 2). Площадь отдельных покровов колеблется от сотен квадратных метров до 80—100 км²; нередко отмечается наклон их в долины рек (Намсик-Далдын, Далдын и др.), выработанные в толще брекчий или архейских пород.

Большая по мощности часть покровов сложена массивными тагамитами I типа, обычно с хорошо развитой столбчатой отдельностью. В основании покровов тагамиты постепенно, на расстоянии 10—20 см, переходят в витрокластические зювиты, видимая мощность которых колеблется от 3—5 до 40—60 см. Сходные породы местами наблюдаются в самой верхней части покровов, где мощность их достигает 5—7 м. При этом трещины столбчатой отдельности переходят из массивных пород в брекчевые, свидетельствуя, что обе эти разновидности слагают единый пирокластический покров.

Помимо покровов, породы попигайского комплекса образуют также различные интрузивные тела (некки, трубы, дайки, силлы), прорывающие породы основания Попигайской котловины и зювитовую толщу. Крупные (до 100—200 м в поперечнике) интрузивные (экструзивно-покровные?) тела глыбовых брекчий располагаются в ряде пунктов вблизи северо-западной и северной границ котловины по рекам Саха-Юрэгэ и Попигай. Все они приурочены к окаймляющей ее зоне разломов (см. рис. 2) и имеют скорее всего крутопадающие интрузивные контакты с вмещающими породами кембрия, архея или пермо-триаса, слагающими на значительных отрезках (сотни метров) выше и ниже по течению береговые обрывы на всю их высоту (до 40—60 м). За отнесение этих брекчий к жерловым образованиям говорят также исключительно высокое содержание в них обломков и глыб и очень крупный (десятка метров) их размер. Кроме того, эти обломки и глыбы представлены местными породами, непосредственно прилегающими к тому или иному выходу брекчий.

Наиболее часто встречаются интрузивные тела витрофировых пород, идентичных породам центральных частей тагамитовых покровов, — субвертикальные и крутопадающие дайки, жилы, некки. Мощность даек и жил колеблется от 30—40 см до 30—50 м, длина по простиранию — от первых сотен метров до 3—5 км; диа-

метр некков достигает 200 м. Наиболее крупные дайки встречены на востоке котловины (гряды Тагаама) и в ее западной и южной частях, а некки и тела сложной конфигурации — в северо- и юго-западной (реки Чорду-Далдын и Далдын) частях. Породам описываемых тел нередко присуща субвертикальная, параллельная контактам тел флюидальность или (в мелких дайках) тонкая плитчатая отдельность. В крупных дайках эндоконтактовые части (3—4 м) сложены витрокластическими зювитами. Последние ближе к центральным частям тел постепенно переходят (через ассоциированные) в массивные тагамиты.

Плитообразные тела тагамитов были вскрыты в ряде участков буровыми скважинами. На одном из таких участков наиболее крупное — верхнее тело имеет мощность до 100 м и более. Морфология, условия залегания и активный характер контактов тагамитов с агломератовыми зювитами свидетельствуют о том, что тагамиты слагают интрузивное тело (силл), корни которого еще не подсечены скважинами.

Слепые тагамитовые тела располагаются на контакте гранитогнейсов и агломератовых зювитов, а частично и в самом кристаллическом фундаменте. Положение верхнего и нижних (слепых) тагамитовых тел на изученном разрезе напоминает кулисообразно расположенные интрузивные силлы: верхний силл проникает в структуру по восстанию примерно на 1 км дальше, чем нижние.

Очень интересно местоположение в разрезе витрокластических спекшихся зювитов, которые тесно ассоциируют с тагамитовыми телами, создавая вокруг них своеобразные оторочки (ореолы).

Зоны контактовых ореолов морфологически и структурно четко подчинены очертаниям тагамитовых тел. В тех случаях, когда агломератовые зювиты оказываются как бы зажатыми между тагамитовыми силлами, ореольные зоны сливаются и агломератовые витролито- и литовитрокластические зювиты замещаются витрокластическими спекшимися зювитами на всю мощность.

Характерно, что аналогичные контактные ореолы, но гораздо меньших размеров, возникают и вокруг мелких жилообразных тагамитовых тел, внедренных в породы кристаллического фундамента. Более того, такая же контактная оторочка фиксируется в крупных глыбах гнейсов, захваченных тагамитами во время их внедрения. Все это, наряду с петрографическими данными, приведенными в предыдущем разделе, свидетельствует о том, что в данном случае спекшиеся зювиты возникают в результате интенсивного воздействия на вмещающие породы (будь то пирокласты или гнейсы) со стороны внедряющихся тагамитов. Вмещающие породы при этом дробятся, проплавляются и пропитываются тагамитовым расплавом. Образующиеся в итоге витрокластические спекшиеся зювиты практически не отличаются от витрокластических зювитов, входящих в состав комплексных потоков и покровов. Пожалуй, единственным различием является то, что в эфузивной фации удлиненные (в поперечном срезе) выделения стекол ориен-

тированы обычно параллельно подошве потока, тогда как в контактовых ореолах какая-либо ориентировка стекол отсутствует.

Известно, что вокруг субвулканических интрузивных тел среднего и кислого состава мощность зон термально измененных вмещающих пород, как правило, невелика. По-видимому, внедряющиеся тагамитовые расплавы были существенно перегреты и обогащены газовой фазой по сравнению с «обычными» вулканитами, что и привело в данном случае к интенсивной флюидно-термальной переработке вмещающих пород.

В распределении интрузивных и экструзивно-покровных тел тагамитов устанавливаются определенные закономерности, особенно заметные в западном секторе котловины. Здесь эти образования приурочены к осевым частям дугообразных в плане возвышенностей, параллельных границам котловины и располагающихся на расстояниях 35—38, 25—28 и 17—18 км от ее центра. Характер залегания этих тел отчетливо устанавливается в ближайшей к центру структуры дуговой гряде (возвышенность Парчанай-Керикэтэ), прорезаемой р. Парчанай: здесь тагамиты слагают крутопадающие дайкообразные тела, прорывающие парчанайский покров брекчий и иногда переходящие выше в узкие покровы. Кроме того, в западной, юго-западной и южной частях Попигайской котловины узкие экструзивно-покровные и дайкообразные тела тагамитов располагаются на кольцевых и дуговых разломах концентрических структур высоких порядков диаметром от 5—10 до 17—18 км и более. На юго-востоке котловины тагамитовые тела приурочены к прямолинейным разломам, являющимся продолжением древних нарушений в породах обрамления котловины.

Такие особенности размещения тел тагамитов указывают, что извержения расплавов происходили, вероятно, в основном по кольцевым и дуговым разломам различных порядков (но преимущественно крупным), а также из отдельных аппаратов центрального типа, располагающихся на этих разломах или в узлах пересечения крупных разрывных нарушений основания Попигайской структуры и отмечающихся отрицательными гравитационными аномалиями. В краевых частях котловины каналами извержений служили также прямолинейные разломы, являющиеся продолжением древних разломов в породах обрамления.

Извержения брекчийевых пород попигайского комплекса также происходили, видимо, по системе кольцевых разломов или из отдельных центров на них. Показателен в этом отношении горизонт глыбовых брекчий с большим количеством обломков только архейских пород (так называемая «мономиктовая брекчия», по В. Л. Масайтису), залегающий в основании толщи брекчий на внешнем склоне внутреннего поднятия, в непосредственной близости от ограничивающего его крупного кольцевого разлома. Вверх по разрезу этот горизонт постепенно переходит в витрокластические зювиты. Породы этого горизонта являются, очевидно, прижерловыми образованиями, указывающими на близкое расположение канала извержения. В областях современного вулка-

низма горизонты ксенотуфов, содержащие большие (иногда до 70 %) количества ксенолитов, служат надежным признаком близости центра извержения.

Расположение глыбовых брекчий преимущественно в краевых частях котловины и на ее обрамлении, наблюдаемые здесь крутопадающие интрузивные тела брекчий, приуроченные к ограничивающей котловину кольцевой зоне разломов и радиальным трещинам, указывают, по-видимому, что эти зоны и трещины также служили подводящими каналами извержений пород попигайского комплекса.

ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ПОПИГАЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Геологическое и петрографическое изучение пород Попигайской структуры позволяет сделать определенные выводы об условиях их образования. По характеру залегания и строению слагаемых ими тел эти породы наиболее близки породам пирокластических потоков (агломератовых и игнимбритовых, по Е. Ф. Малееву [11]). Им присущи все типичные особенности последних: залегание в виде мощных нестратифицированных толщ и однообразный в целом состав пород на больших площадях, неровное основание и слабо расчлененная верхняя поверхность толщи пирокластов, постоянное присутствие обломков пористого стекла и подстилающих пород.

Строение покровов попигайских брекчий и тагамитов типично для игнимбритовых покровов из различных районов земного шара. Нижние и верхние части таких покровов сложены рыхлыми или слабо спекшимися разностями пирокластов, сменяющимися в центральных частях покровов сначала спекшимися витрокластическими, а затем массивными эфузивоподобными породами почти без реликтов обломочных структур, нередко с хорошо развитой столбчатой отдельностью [11] и др.

В виде пирокластических потоков извергались и слабо сцементированные литокластические брекчи. Иногда они сложно перемежаются с витрокластическими, слагая, по-видимому, вместе с ними единые пирокластические покровы. Кроме того, нередко эти породы образуют мощные неслоистые пачки с рассеянными обломками и крупными глыбами меловых отложений, которые не могли образоваться путем выпадения пепла при вулканических взрывах. К продуктам последних относятся лишь вулканические туфы и пеплы, переслаивающиеся с глинами, песками, углями мелового возраста. Подобное строение вулканогенных комплексов характерно для вулкано-тектонических депрессий в различных районах мира. Нижние слоистые части таких комплексов являются типичными продуктами центральных эксплозий, а поздние представлены мощными нестратифицированными толщами спекшихся туфов и игнимбритов.

Таким образом, извержения попигайского комплекса происходили в форме быстро следующих один за другим высокоподвиж-

ных пирокластических потоков, заполнивших понижения древнего рельефа и спекавшихся в мощную, чаще без резких и выдерганных границ раздела, толщу. Тем не менее наличие литологически различных покровов пирокластов и наблюдаемые в них обломки и галька брекчий и тагамитов свидетельствуют о многоэтапности формирования рассматриваемых образований. Заметный перерыв в извержениях устанавливается перед излияниями тагамитов, когда в толще пирокластов был выработан достаточно расчлененный рельеф.

Постоянное присутствие в попигайских брекчиях и тагамитах обломков измененных и оплавленных архейских гнейсов, являющихся их неотъемлемым компонентом, своего рода «родственными включениями», свидетельствует, что эти породы возникли преимущественно за счет образований кристаллического фундамента. В шлифах можно наблюдать все стадии переработки гнейсовых включений вплоть до полного их плавления и слияния со стекловатым базисом. На это же указывает и близость (но не тождественность) химического состава криптовулканитов и архейских пород.

Такие особенности попигайских криптовулканитов не являются чем-то необычным. Присутствие значительного (15—20 %) количества ксенолитов обязательно в игнимбратах. Гипотеза А. Стейнера о происхождении игнимбритообразующих расплавов за счет плавления корового субстрата подтверждается петрологическими исследованиями В. С. Шеймовича [28] игнимбритов юга Камчатки. Игнимбриты изученного им вулкана переполнены ксенолитами пород фундамента и имеют облик «недоваренной» магматической каши. Отдельные участки игнимбритовых покровов целиком состоят из спекшихся обломков стекловатого материала, каждый из которых является в различной степени гомогенизированным ксенолитом. По заключению этого автора, неоднородные кислые магматические расплавы могут формироваться на небольших глубинах при плавлении корового субстрата под воздействием потоков тепла и флюидов. Игнимбриты являются, таким образом, продуктом извержения или внедрения негомогенного магматического расплава. Это положение, очевидно, полностью применимо и к попигайским породам и объясняет многие их отличия от «нормальных» изверженных пород.

Несомненно также исключительно широкое участие в образовании попигайских пород высоко- или экстремально высокотемпературных газов и флюидов. Характерные для этих пород пористые, пемзovidные стекла образовались, по-видимому, при вскипании насыщенного летучими расплава при резком сбросе давления. В составе газов из включений в стеклах попигайских пород, по данным С. А. Вишневского, широко распространены H_2 (до 23 %), CO (до 18 %) и углеводородные газы (до 21,5 %), при полном отсутствии свободного кислорода. Из других компонентов почти всегда содержатся существенное количество газов групп-

пы азота, переменное количество CO_2 и кислых газов. Пузырьки газов нередко несут следы быстрого расширения, взрыва.

Огромная роль ювенильных газов и флюидов в формировании попигайских криптовулканитов сближает их с породами, образующимися при флюидной мобилизации (интрузивными пирокластами, туффизитами и др.). По данным различных исследователей [1, 22], образование брекчий за счет твердых пород обусловлено возникновением под действием раскаленных газов газово-твердой взвеси («кипящего слоя»), обладающей высокой абрадирующей и инъекционной способностью. На более поздних стадиях этого процесса в составе флюидизированных систем значительная роль принадлежит и расплавленному материалу, образующемуся прежде всего за счет плавления тонкораздробленного материала. Процесс флюидизации сопровождается интенсивными структурными и химическими преобразованиями вовлеченных в него пород. Главным признаком для отнесения брекчийных пород к флюидизационным образованиям является дробление присутствующих в брекчиях обломков пород и кристаллов непосредственно на месте, с проникновением в них цемента. Этот признак очень характерен для попигайских пород. Наблюдается также плавление сначала тонкораздробленного материала, а затем и крупных обломков. С флюидизационно-эксплозивными образованиями породы (особенно брекчии) попигайского комплекса сближают и залегание их в виде крутопадающих интрузивных тел. Последним присущи многие характерные черты интрузивных пирокластов: одновременное присутствие обломков вмещающих, вышележащих (нередко отсутствующих в настоящее время) и подстилающих брекчий пород; дробление без заметного смещения пород экзоконтакта; округлая форма части обломков в брекчиях — результат обработки их газово-твердой взвесью, и другие. Для попигайских пород характерно также широкое развитие глинистых минералов, пирита, цеолитов и карбоната, являющихся специфической особенностью флюидизационных образований.

ПРОЯВЛЕНИЯ ВЗРЫВНОГО ВУЛКАНИЗМА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Обращает на себя внимание крупная зона глубинных разломов юг-юго-западного простириания, проходящая по восточному склону Анабарского свода и названная А. И. Трухалевым и А. А. Межвилком Анабаро-Мунской (см. рис. 1). В пределах этой зоны группируются многочисленные проявления кимберлитового, щелочно-базальтоидного и карбонатитового вулканизма. В ней же расположена и Попигайская структура, и ряд специфических образований трубочного характера. Все это заставляет рассмотреть вулканизм, приуроченный к данному линеаменту, более подробно.

Кимберлиты и ассоциированные с ними щелочные базальтоиды и карбонатиты, по нашим данным, являются комагматическими образованиями, возникшими в результате глубокой дифференци-

ции богатой H_2O и CO_2 щелочно-ультраосновной магмы. В целом они могут быть объединены в альненит-кимберлит-карбонатитовую формацию. Характерным для данного региона является увеличение количества карбонатитовых трубок взрыва при движении вдоль линеамента на северо-запад, а максимальное число их сосредоточено в пределах Нижне-Куонамского района.

Весьма важен вопрос о возрасте пород альненит-кимберлит-карбонатитовой формации. По данным В. В. Ковальского и Ф. Ф. Брахфогеля, В. А. Милашева, А. И. Пономаренко и др., А. И. Пономаренко и А. А. Потуроева, образование кимберлитов относится к интервалу времени триас—ранняя юра. По мнению А. И. Пономаренко и А. А. Потуроева, карбонатиты несколько моложе. Об этом же свидетельствуют результаты, полученные А. Н. Комаровым с соавторами при изучении цирконов из карбонатитовых трубок (метод треков). Цирконы из трех трубок дали возраст 150—168 млн. лет — средняя юра. По В. К. Маршинцеву особого внимания при определении возраста карбонатитовых брекчий заслуживает находка обломков древесных остатков, принадлежащих роду *Araucar ophitys* sp. из группы *Protopinaceae*. Представители этого рода известны с рэта (T_3) или низов юры до раннего мела. Поэтому можно считать, что формирование карбонатитовых трубок брекчий произошло в позднетриасовое время.

Таким образом, породы альненит-кимберлит-карбонатитовой формации образовывались в раннем — среднем мезозое, а частично, возможно, и в позднем (ранний мел для некоторых карбонатитов). Поскольку карбонатиты, по-видимому, действительно несколько моложе кимберлитов, а количество их (карбонатитов) возрастает на северо-запад, можно говорить о намечающейся тенденции к закономерному омоложению вулканизма в пределах Анабаро-Мунского линеамента при движении к краю платформы, что, впрочем, отмечалось ранее многими исследователями.

В непосредственной близости от Попигайской структуры расположено несколько трубок и даек, выполненных весьма интересными и специфическими породами. Одно из этих тел детально изучено нами.

Оно расположено в нижнем течении р. Б. Куонамки близ устья ручья Талахтаах. Здесь обнажаются толстослойстые доломиты и известняки среднебилляхской (по С. Ф. Духанину) толщи, пласти которых очень полого ($1-3^\circ$) падают к северо-востоку. Ниже устья ручья они прорваны двумя вертикальными жилообразными телами эксплозивных брекчий, имеющими резкие неровные контакты с вмещающими породами и заметно расширяющимися кверху. В верхней части берегового обрыва оба тела сливаются, образуя единое крупное тело с субгоризонтальной, слабо прогнутой вниз подошвой.

Слои вмещающих известняков и доломитов у контактов с брекчиями разбиты густой сеткой открытых вертикальных трещин различного простириания, чем заметно отличаются от слабо трещиноватых пород той же толщи за пределами изученного участка. В

непосредственной близости от контактов, в зоне около 0,5 м, доломиты и известняки обожрены, а вдоль самого контакта прослеживается темно-зеленая корка закаливания толщиной до 2 см.

Эксплозивные брекчины переполнены обломками и угловатыми глыбами (до 3 м) вмещающих карбонатных пород, нередко сильно раздробленных. Наряду с ними постоянно встречаются округлые и караваеобразные оплавленные ксенолиты (до 0,3 м) вишнево-красных кварцитов, песчаников и аргиллитов мукунской свиты нижнего рифея, подстилающей здесь карбонатные отложения на глубине не менее 300 м от дневной поверхности. Кроме того, ксеногенный материал представлен неравномерно рассеянными в цементе мегабрекчий оплавленными обломками гнейсов и осколками крупных (до 1 см) кристаллов микроклина, происходящими, несомненно, из погруженного архейского кристаллического фундамента. Среди мелкой фракции распространены частички кварца и полевых шпатов.

Таким образом, форма залегания эксплозивных брекчий, их грубый состав и обилие ксеногенного материала, в значительной мере вынесенного с глубин не менее 300—400 м, не оставляют сомнений в том, что данные брекчины слагают именно воронку, а не покров, как считал ранее С. Ф. Духанин. Глубина жерла, судя по составу ксенолитов, заведомо превышала 0,5 км.

Цементирующая масса мегабрекчий представлена пестроокрашенной брекчией более тонкого состава, сложенной обломками размером от нескольких миллиметров до 1—3, реже 5—10 см. По составу их можно разделить на три группы: ксенолиты вмещающих пород, обломки и флямме пузыристых флюидальных стекол, обломки краснокаменно измененных эфузивов. Характерно спекание обломков; в тех случаях, когда присутствует цемент, цементирующей массой служит мелкораздробленный материал того же состава, иногда частично проплавленный и переходящий во флюидальное стекло.

Представленные в обломках эфузивы состоят из многочисленных лист водяно-прозрачного санидина, погруженных в нераскрытоизированное, разложенное, интенсивно лимонитизированное стекло красно-бурого цвета. Структура породы микролитовая, участками трахитовая. По своему химическому составу эти эфузивы близки к типичным трахитам. Однако низкое содержание Na_2O (0,1—0,2 %) и чрезвычайно высокое отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, достигающее 100, выделяют их из семейства трахитов, где даже в максимально обогащенных калием разностях величина $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ не превышает 1,5, а нередко отмечается и преобладание натрия над калием. Другим петрохимическим отличием от обычных трахитов является резко пониженное содержание CaO и вследствие этого — повышенное отношение MgO/CaO , равное 12—19, тогда как в обычных трахитах его величина не превышает 0,3—1,0.

В литературе мы нашли лишь одну ссылку на породы такого типа, а именно: в целом аналогичные по химизму и столь же бо-

гатые калием трахиты описаны Б. Кингом и Д. Сатерлендом в рифтовых зонах восточной Уганды.

Обломки стекол в брекчиях — светло-зеленые, изотропные, с характерной флюидальностью, в значительной степени (иногда целиком) замещены хлоритом, сильно пористые. В стеклах отмечаются единичные мелкие обломочки кварца, кварцитов, песчаников, доломитов и известняков. Нередко стекла деформированы, изогнуты. Иногда они растрескиваются, причем отдельные куски стекол сдвигаются относительно друг друга.

Несколько интересных трубчатых тел и даек обнаружено в непосредственном обрамлении Попигайской структуры.

Впервые одна из таких трубок, расположенная на р. Попигай, на юго-восточном обрамлении депрессии, была отмечена М. Т. Кириюшиной, предполагавшей, что это кимберлитовая трубка. Позднее А. И. Трухалев изучил эту трубку и обнаружил ряд других (рис. 6). Все они залегают в поле сплошного развития доломитов кембрия, слагающих протяженные обрывы р. Попигай и образующих элювиальные развалы на водоразделах. Поля развития кембрийских пород хорошо выделяются на аэрофотоснимках белым и светло-серым тоном.

Наиболее обнаженное тело (из группы четырех сближенных брекчийных тел в 7,5 км от юго-восточной границы депрессии) представляет трубку диаметром около 12 м в нижней части обрыва, растираобразно расширяющуюся кверху до 15—16 м (рис. 7). Контакты трубки с вмещающими доломитами резкие, субвертикальные. Доломиты в экзоконтактовой зоне толщиной 2—3 см раздроблены. Вблизи трубы они залегают более круто (около 80°), чем к югу от нее, где их углы на протяжении всего обрыва (300 м) составляют 55—60°. Необычно крутое залегание пород кембрия в описываемом обнажении (далее вверх по реке и на водоразделах углы их падения обычно не превышают 3—5°) обусловлено, вероятно, залеганием их в зоне тектонического нарушения.

Форма других брекчийных тел устанавливается менее отчетливо. Не исключено, что они являются крутопадающими трещинами телами, приуроченными к разрывным нарушениям.

Рассматриваемые тела сложены зеленовато-серыми кристалло-кластическими брекчиями со значительным (10—15 %) количеством обломков и глыб (размером от 2—3 см до 4—5 м) различных пород. Последние представлены вмещающими доломитами, песчаниками мукунской серии верхнего протерозоя и различными гнейсами архея. Изредка присутствуют также обломочки обугленной древесины, вероятно мелового возраста. Степень измененности обломков пород резко различная. Доломиты и песчаники в той или иной степени раздроблены. Архейские породы, помимо раздробленности, иногда несут следы пластичного состояния (изогнутость удлиненных обломков). В шлифах изредка обнаруживаются следы ударного метаморфизма — катаклаз кварца и полевых шпатов, полосы смятия, дисперсия преломления и потеря

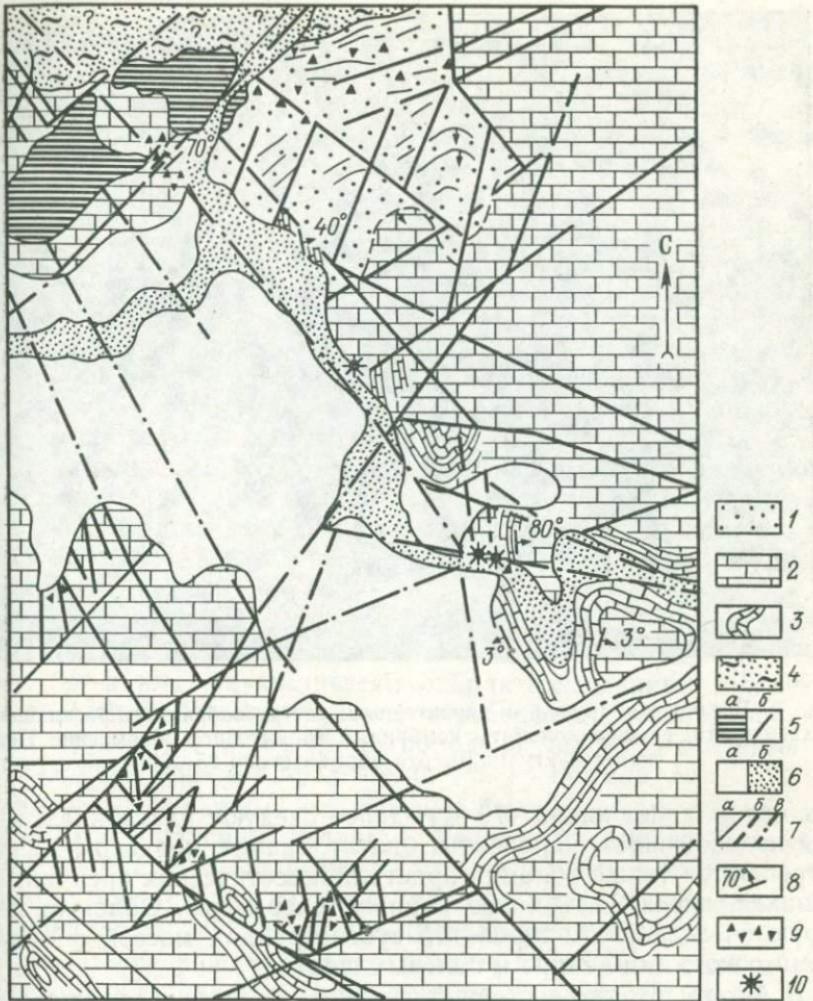


Рис. 6. Геологическая карта участка юго-восточного обрамления Попигайской структуры:

1 — рифейские песчаники; 2—3 — кембрийские карбонатные отложения: элювиальные развалы и высыпки (2) и выходы пластов (3); 4—5 — криптовулканиты Попигайской структуры; 4 — брекчии; 5 — тагамиты; покровы (а) и дайки (б); 6 — четвертичные отложения, древние (а) и современные аллювиальные (б); 7 — разрывные нарушения, достоверные (а), предполагаемые (б) и перекрытые рыхлыми отложениями (в); 8 — элементы залегания пород; 9 — участки дробления и брекчирования пород; 10 — брекчевые трубы взрыва

плеохроизма в биотите, побурение и уменьшение двупреломления части зерен кварца и полевых шпатов. В нескольких зернах кварца наблюдались планарные элементы по направлениям {1013} и {1011}. Наряду с этим присутствуют и обломки неизмененных пород кембрия, протерозоя, архея.

Собственно кристаллокластическая брекчия на 45—50 % состоит из обломков кристаллов размером от 0,1—0,8 до 3 мм. Среди



Рис. 7. Брекчевая трубка с характерным растробообразным расширением в верхней части, рвущая доломиты кембрия. Юго-восточное обрамление Попигайской структуры. Высота обрыва около 25—30 м

них преобладает кварц (70 %), далее следуют плагиоклаз, калиевый полевой шпат, карбонаты, биотит, гранат, кордиерит; изредка встречаются также обломки кристаллокластических брекчий, относящихся, вероятно, к более ранним генерациям. Обломки цементируются зеленовато-буроватой субизотропной массой с мельчайшими осколками кварца и полевых шпатов.

В 4-х км от юго-восточной границы депрессии, также в поле развития пород кембрия, встречено крутопадающее тело агломератовых кристалловитрокластических брекчий с глыбами и обломками пород кембрия, протерозоя, архея. Размер этого тела более 10 м в поперечнике, форма неясна, поскольку в береговом обрыве наблюдается лишь одно его сечение. Вблизи выхода брекчий вмещающие их доломиты и пестроцветные известняки разбиты на отдельные блоки с резко различными, преимущественно крутыми, углами падения пород.

На самой границе Попигайской структуры в доломитах и известняках кембрия встречены субвертикальные дайки лавоподобных пород мощностью от 7 до 20—25 м. Породы этих даек чрезвычайно схожи с тагамитами, образующими расположенные поблизости прекрасно выделяющиеся на местности покровы, а для одной из даек устанавливается непосредственный переход в покров. В шлифах пород из этих даек установлены признаки ударных де-

формаций — планарные элементы, полосы смятия, частичная изотропизация и т. д. Определение абсолютного возраста пород одной из даек, произведенное Л. В. Фирсовым, дало цифру 56 млн. лет.

Интересные магматические образования встречены и в Молодо-Попигайской зоне глубинных разломов. Так, на восточном склоне Уджинского поднятия имеются базальтовые трубы взрыва, приуроченные к жерловым фациям пермо-триасовых долеритов и располагающиеся цепочками вдоль кольцевых разломов.

Трубы представляют собой изометричные в плане тела диаметром от 10—15 до 150 м с субвертикальными контактами. Они сложены агломератовыми и крупнообломочными кристалловитро-кластическими брекчиями с обломками и глыбами (от 5—7 до 3—5 м) вмещающих долеритов, а также нижнеюрских аргиллитов и алевролитов. Брекчи состоят главным образом из обломков пористых темно-бурых, зеленовато-бурых, реже светло-коричневых гетерогенных стекол, осколков плагиоклаза и пироксена, сцепментированных тонкораздробленной массой обломков стекол и кристаллов. В остатках после термохимического разложения обнаружены ильменит, хромшпинель, графит и муассанит.

Возраст описываемых трубок позднеюрский — раннемеловой, во всяком случае — послераннеюрский. Они содержат ксенолиты аргиллитов и алевролитов, идентичных таковым из развитых неподалеку (2—3 км) фаунистически охарактеризованных нижнеюрских отложений. Радиологические определения возраста брекчий из этих трубок ($K-Ag$ метод по породе в целом), сделанные во ВСЕГЕИ, дают цифры в пределах от 122 до 170 млн. лет.

Интересные и важные наблюдения были сделаны сотрудниками ЦНИГРИ в районе впадения р. Федор в р. Анабар, примерно в 50 км к востоку от Попигайской структуры. Эти материалы сейчас находятся в стадии изучения, поэтому приведенные ниже сведения следует рассматривать как предварительные.

В указанном районе широко развиты пластовые тела и субкольцевые дайки траппов пермо-триасового возраста; кроме того, имеется целый ряд дайко- и штокообразных тел, размещение которых контролируется разломами Молодо-Попигайской зоны. Последние в Анабаро-Уджинском районе были выделены в качестве самостоятельной группы при геологической съемке и впоследствии объединены в Эбе-Хайнинский комплекс. Возраст пород этого комплекса для тел из района р. Уджи варьирует от 282 до 191 млн. лет ($K-Ag$ метод). В минералогическом и петрохимическом отношении породы Эбе-Хайнинского комплекса отвечают продуктам трахидолеритовой (трахибазальтовой) формации, хотя для них характерно необычайно высокое содержание TiO_2 (до 10,5 %). В целом, по мнению Б. В. Олейникова и В. Т. Саввинова, трахидолериты вполне справедливо выделены в самостоятельную формационную группу; тем не менее усматривается определенная преемственность геохимической тенденции эволюции магматизма от «нормальных» пермотриасовых траппов к трахидолеритам.

На левобережье р. Анабар, в долине р. Федор, характер описываемых пород заметно меняется. При движении по зоне разломов с востока на запад (т. е. по мере приближения к Попигайской структуре) сначала обнажаются «нормальные» трахидолериты (гора Тис-Хайя). Это породы с резко порфировой структурой. Фенокристаллы представлены титан-авгитом, часто образующим гло-меропорфировые сростки, сильно (иногда нацело) хлоритизированым оливином с четкой кристаллографической огранкой, а также удлиненными табличками апатита. Основная масса иногда содержит некоторое количество стекла, но чаще полностью раскристаллизована и представлена мелко (микро) зернистым агрегатом микролитов плагиоклаза с подчиненным количеством клинопироксена и биотита. Характерно обилие выделений титаномагнетита, буквально переполняющих матрицу (рис. 8, а).

Средний химический состав трахидолеритов следующий (%): SiO_2 44,72; TiO_2 6,75, Al_2O_3 10,66, Fe_2O_3 4,03, FeO 11,56, MnO 0,18, MgO 6,24, CaO 9,37, Na_2O 2,19, K_2O 1,47, H_2O 0,82, P_2O_5 0,79, CO_2 0,86. По особенностям химизма породы соответствуют трахибазальтам, за исключением резкого обогащения TiO_2 . Столь высокие содержания TiO_2 не свойственны земным породам ультрабазитового состава, но известны в лунных базальтах.

При движении на восток трахидолериты сменяются гиалобазальтами (гора Тюю-Лээх). Исчезает апатит. Матрица представлена недевитрифицированным стеклом, иногда настолько густо насыщенным пылевидными выделениями рудных минералов, что приобретает черный цвет. В заметном количестве появляются осколки зерен ксеногенного кварца и полевых шпатов. В кварце отмечаются понижение двупреломления вплоть до полной изотропизации, образование кварцевых диаплектовых стекол и стекол плавления (рис. 8, б, в). Типичны округлые оплавленные включения полнозернистых долеритов. Некоторые из них почти полностью асимилированы расплавом и устанавливаются лишь по специфическим «теневым» структурам.

Участками фенокристаллы исчезают полностью, и порода представляет собой стекловатую матрицу, насыщенную обломочным ксеногенным кварцем и полевыми шпатами. Практически все обломки в той или иной степени изотропизированы, широко развит лешательерит с характерными шаровыми структурами раскристаллизации. Для некоторых зерен типично побурение, и в них наблюдаются отчетливые планарные элементы (от 1—2 до 6-и систем максимум). Таким образом, по всем признакам эта порода может быть диагностирована как тагамит (рис. 8, г, д, е). Переходы между гиалобазальтами и тагамитами настолько постепенные, что при раскалывании одного штуфного образца, визуально однородного, изготовлении и последующем просмотре шлифов часть из них представляет гиалобазальты, а часть — тагамиты.

Изучение этих материалов продолжается, однако уже сейчас ясно, что здесь мы имеем уникальный случай взаимосвязи пород

с признаками ударного метаморфизма и высокотемпературных эфузивов базальтоидного состава.

Радиологическое определение абсолютного возраста описанных пород (5 образцов, K-Ar метод по породе в целом, определения выполнены Ф. И. Котловской) дало значения в узком диапазоне от 183 до 175 ± 10 млн. лет, что соответствует ранней юре (лейасу). Таким образом, как и в случае с Анабаро-Мунской зоной раз-

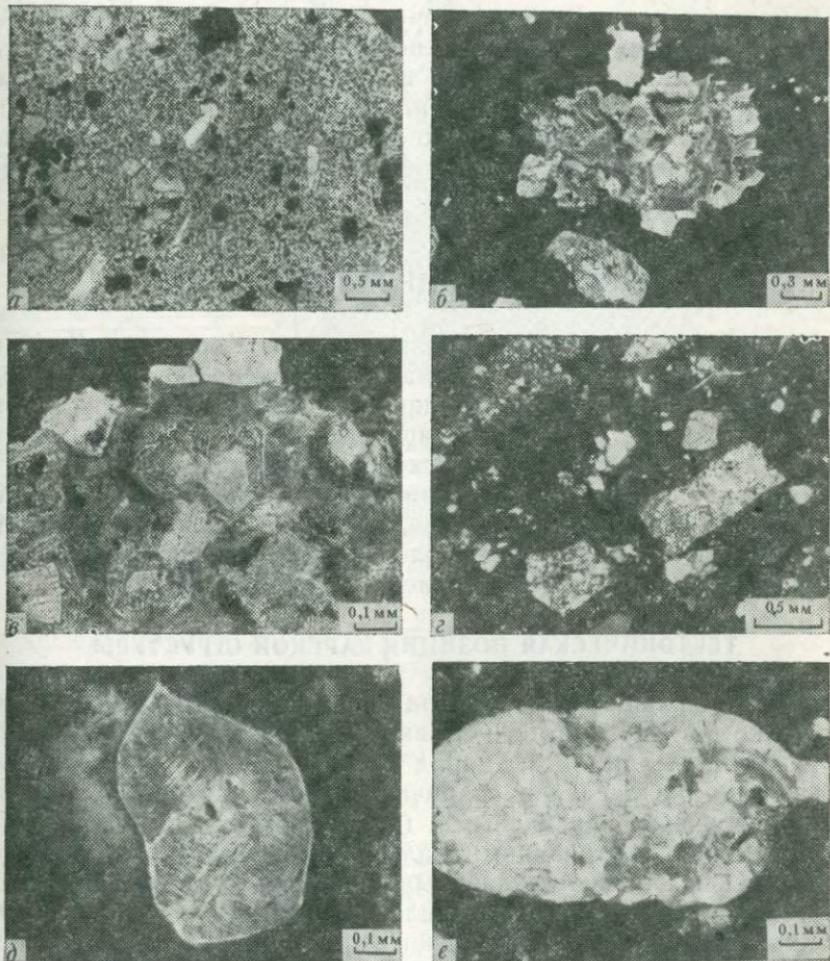


Рис. 8. Трахибазалты и тагамиты р. Федор:

а — трахибазалт. Фенокристаллы представлены титанавгитом (крупные изометричные зерна) и удлиненными зернами апатита, гора Тис-Хая, обр. 1-Та, без анализатора; **б** — глаубазалт, переходный между трахибазалтом и тагамитом. В стекловатой матрице разбросаны фенокристаллы титанавгита, ксеноблоки треппов, кварца и плагиоклаза. В центре — зерно диаплектового кварца, гора Тюю-Лээх, обр. ФА-9/5, без анализатора; **в** — кварц, превращенный в диапектовое стекло, в котором сохранились неизмененные реликты, там же; **г** — тагамит, в центре — обломки девитрифицированного диапектового кварцевого стекла, гора Тюю-Лээх, обр. ФА-9/6, с анализатором; **д** — планарные элементы в зерне ксеногенного кварца из тагамитов, гора Тюю-Лээх, обр. ФА-9/2, без анализатора; **е** — шаровая структура раскристаллизации обр. ФА-9/1, с анализатором

ломов, в пределах Молодо-Попигайской зоны также отмечается омоложение магматизма при движении к Попигайской структуре. Наиболее молодые магматиты вблизи Попигайской структуры имеют раннеюрский возраст, а начиная со средней юры отмечается вулканизм в пределах самой структуры, приведший к формированию раннепопигайского комплекса. Все это лишний раз подчеркивает вполне закономерную позицию Попигайской депрессии в общей структуре региона.

В целом вся территория севера Сибирской платформы от Анабарского щита до Оленекского поднятия характеризуется обширными проявлениями взрывного вулканизма различного возраста и масштаба. Всю эту территорию (особенно Молодо-Попигайскую зону глубинных разломов) можно рассматривать как высокоперспективную для обнаружения новых взрывных (криптовулканических) структур.

КАРСКАЯ КОЛЬЦЕВАЯ СТРУКТУРА

На северо-востоке Пай-Хоя, в устье р. Кары, с давних пор известна округлая депрессия диаметром около 50 км в породах палеозоя, почти полностью перекрытая четвертичными отложениями. В 1970 г. П. С. Воронов впервые высказал предположения о возможном метеоритном происхождении Карской депрессии. Позднее к аналогичному выводу пришли В. Л. Масайтис, М. А. Маслов и Г. Я. Пономарев, а также коллектив исследователей МГУ [2, 8]. В то же время ряд геологов продолжают оставаться на позициях эндогенного происхождения Карской структуры.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КАРСКОЙ СТРУКТУРЫ

Карская кольцевая структура располагается на северо-восточном крыле Пай-Хойского антиклиниория, преимущественно в поле развития терригенных пород нижней перми (рис. 9). Лишь на юге и юго-западе она граничит с приосевой частью антиклиниория, сложенной различными (углисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми и др.) сланцами палеозоя (от ордовика до карбона включительно), с многочисленными силлами и дайками диабазов позднедевонского возраста. Палеозойские отложения смяты в сложные складки северо-западного простирания и разбиты большим количеством разрывных нарушений. В целом Карская структура несогласно наложена на складчатые структуры пермских пород.

Анализ разломной тектоники Пай-Хоя показывает, что Карская депрессия располагается вблизи сочленения Байдарацкого глубинного разлома с региональным разломом северо-восточного простирания. Последний выделен по материалам геофизических и радиолокационных съемок [2 и др.]; он находит также отражение в ориентировке трещин в древних породах, обнажающихся в цент-

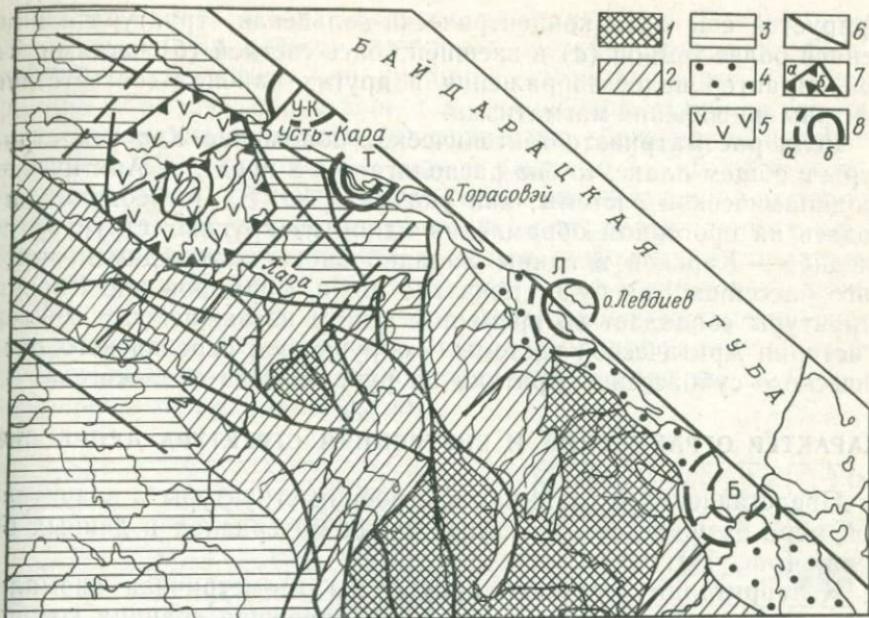


Рис. 9. Схема расположения кольцевых структур на побережье Байдарацкой губы. Составил А. И. Трухалев с использованием материалов М. А. Маслова, Н. Г. Чижовой и Н. Г. Берлянд:

1—4 — структурные комплексы: верхнепротерозойский (1), палеозойский, ордовик—карбон (2), пермитриасовый (3), верхнемезозойско-кайнозойский (4); 5 — главнейшие разломы; 6 — границы Карской структуры (а) и ее центрального поднятия (б); 8 — кольцевые структуры (а — предполагаемые, б — достоверные): Усть-Карская (У-К), Тарасовейская (Т), Левдиевская (Л) и Байдарацкая (Б).

ре Карской структуры. Дан-
ный разлом прекрасно вы-
деляется и на космических
снимках (рис. 10). Он рас-
полагается на продолжении
крупного разлома гряды
Черышева.

Отчетливо дешифриру-
ются две системы разломов.
Одна система северо-запад-
ного простирания, другая —
северо-восточного. Узел пе-
ресечения этих систем рас-
полагается в бассейне р. Ка-
ры. По северо-восточной
системе, особенно в районе
устья р. Кари, дешифриру-
ется ряд кольцевых струк-
тур и дуговых линеаментов.
В левой части снимка деши-

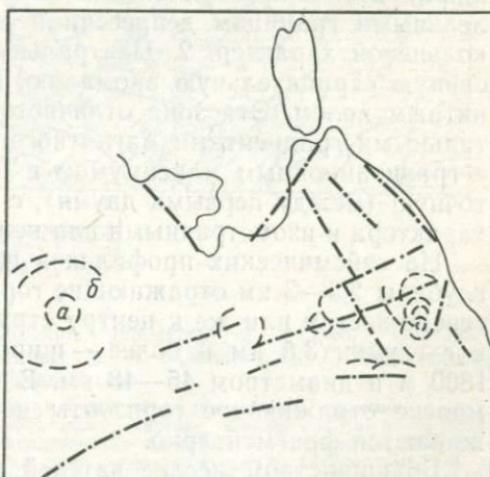


Рис. 10. Результаты дешифрирования телевизионного космического снимка масштаба 1 : 3 340 000. По М. З. Глуховскому

фрируется еще одна концентрически-кольцевая структура с внутренней более темной (*а*) и внешней более светлой (*б*) частями. Такой характер видеоизображения в других районах соответствует центрам проявления магматизма.

Если рассматривать тектоническое положение Карской структуры в общем плане, то она располагается в пределах Арктической геодинамической системы, как указывал Ю. Е. Погребицкий, находясь на орогенном обрамлении одной из крупных структур последней — Карской впадины Западно-Сибирского седиментационного бассейна. Как будет показано ниже, формирование Карской структуры совпадает во времени с одним из важнейших событий в истории Арктической системы — обрушением евразийского океанического суббассейна Арктики на рубеже мела и палеогена.

ХАРАКТЕР ОГРАНИЧЕНИЙ И ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ДЕПРЕССИИ

Представления о границах и строении структуры в значительной мере базируются на геофизических материалах и данных бурения (рис. 11).

К территории депрессии приурочена изометрическая аномалия силы тяжести диаметром около 50 км, внешняя граница которой совпадает с границей структуры. Это отрицательное гравитационное поле в центре осложнено гравитационным максимумом (15—16 км в попечнике). Карская структура выделяется на фоне окружающих территорий и сложным мозаичным магнитным полем концентрического строения, границы которого примерно совпадают с границами отрицательной аномалии силы тяжести.

В пределах поля можно выделить несколько зон. 1. Внешнюю, шириной 6—8 км с удлиненными магнитными аномалиями, параллельными границам депрессии и придающими магнитному полю кольцевой характер. 2. Центральную, включающую высокointенсивную отрицательную аномалию, окруженную повышенным магнитным полем. Эта зона отличается наиболее высокими горизонтальными градиентами магнитного поля, она примерно совпадает с гравитационным максимумом в центре депрессии. 3. Промежуточную (между первыми двумя), с магнитным полем переменного характера и изометричными или неправильной формы аномалиями.

На сейсмических профилях в пределах Карской депрессии до глубины 2,5—3 км отражающие горизонты полого погружаются на северо-восток или же к центру структуры, образуя пологую чашу; а с глубин 3,5 км и более — широкий свод с амплитудой около 1800 м и диаметром 45—48 км. В центральной части этого свода многие отражающие горизонты не прослеживаются или прослеживаются фрагментарно.

Большинством исследователей отрицательная гравитационная аномалия над Карской структурой связывается с наличием окружной депрессии, выполненной породами пониженной плотности. Мощность их оценивается в 3,8 км и даже 8—10 км. Однако изучение физических свойств брекчевых и лавоподобных пород по-

казало, что плотность их значительно меньше (на 0,3—0,4 г/см³), чем у пород обрамления структуры. Поэтому цифра 8—10 км, полученная расчетами при предполагаемом дефиците плотности брекчий 0,15 г/см³, представляется завышенной. Наиболее вероятно, что мощность выполняющих депрессию образований колеблется от 700—800 м в ее юго-западной части до 3—3,5 км в северо-восточной части. Судя по результатам количественной интерпретации магнитных и гравиметрических материалов, данных дешифрирования аэрофотоснимков, а также широкому распространению у границ Карской структуры тектонических брекчий, можно предполагать, что она ограничена полигонально-кольцевой системой разломов сбросового типа, по которым внутренняя часть депрессии опущена относительно пород обрамления на глубину от нескольких сот метров до 3,5 км.

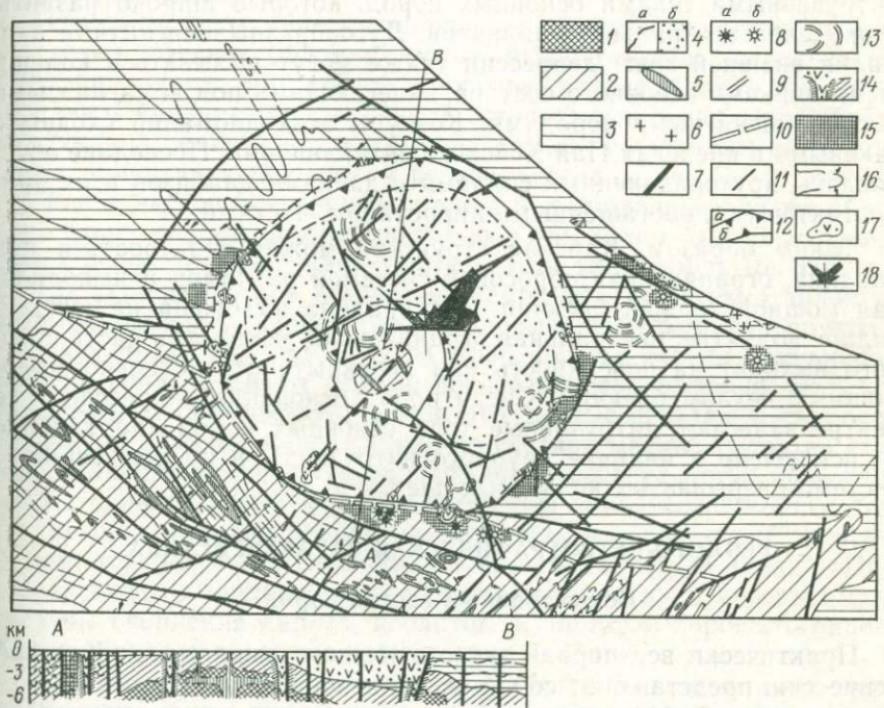


Рис. 11. Тектоническая схема Карской депрессии и разрез. Составил А. И. Трухалев с использованием данных М. А. Маслова, Д. Г. Осолодкова, С. И. Стрельникова.

Структурные комплексы: 1 — верхнепротерозойский, ордовик—карбон; 2 — нижнепермский; 3 — верхнемеловой—палеогеновый, карские брекчии (а) и вулканогенно(?) осадочные образования (б); 4 — верхнедевонские диабазы; 5 — пермотриасовые синеклисто-диориты; 6 — трубообразные тела карских брекчий, достоверные (а) и предполагаемые (б); 7 — дайки; 8 — дайки диспергитов; 9 — крупнейшие разломы; 10 — прочие разрывные нарушения; 11 — границы Карской депрессии (а) и ее центрального поднятия (б) по геофизическим данным; 12 — контуры мелких колыцевых структур; 13 — гипотетические подводящие каналы извержений Карских криптовулканитов с ореолом ударно-метаморфизованных пород; 14 — участки интенсивного дробления пород; 15 — структурные линии; 16 — границы естественных выходов карских брекчий; 17 — роза-диаграмма простираций трещин в диабазах центрального поднятия (208 замеров)

В центральной части депрессия осложнена поднятием около 15 км в поперечнике. Высокие градиенты поля силы тяжести и прямолинейность его изолиний по краям поднятия, данные наземных геофизических работ, а также смещение отдельных отражающих горизонтов на сейсмических профилях указывают, что поднятие ограничено разломами с амплитудой до нескольких сот метров. Некоторые из этих разломов прослеживаются за пределами Карской структуры и, очевидно, так же, как и границы структуры, унаследованы от древних разрывных нарушений.

Интенсивные магнитные аномалии в центре структуры некоторыми исследователями связываются с залегающими на глубине в несколько километров крупным интрузивным телом и окаймляющими его кольцевыми дайками. Возможно и иное объяснение — аномалии обусловлены многочисленными сравнительно малыми интрузивными телами основных пород, которые широко развиты в пределах центрального поднятия. Дугообразные магнитные аномалии внешней зоны депрессии также могут вызываться кольцевыми дайками основного состава, залегающими под немагнитными и слабомагнитными породами. Контуры этих аномалий сходны с таковыми в пределах Пай-Хойского антиклиниория. Последние обусловлены крутопадающими силлами и дайками диабазов и их приконтактовыми, обогащенными пирротином, частями.

Таким образом, Карская структура может трактоваться как впадина, ограниченная сбросовой системой разломов и выполненная мощной толщей брекчий. Эта впадина наложена на куполовидное поднятие, центральная ограниченная разломами часть которого выходит на поверхность или перекрыта относительно мало мощным чехлом брекчий. Среди пород основания депрессии в ее центре залегают интрузивные тела основных пород (на глубине не исключено и наличие крупного интрузива), а по периферии — система прерывистых кольцевых даек.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Вещественный состав пород

Практически все породы, участвующие в выполнении Карской депрессии, представляют собой члены непрерывного ряда стекло — вмещающие породы, где крайние компоненты ряда смешаны в различных пропорциях. При больших содержаниях стекла породы имеют массивный лавоподобный облик и относятся к тагамитам; стеклосодержащие брекчии с переменным количеством обломков и выделений стекол диагностируются как зювиты.

Наиболее распространены в пределах Карской структуры витролитокластические зювиты с содержанием обломков стекол (витроластов) от 0 до 50 %. Это брекчии, состоящие из обломков пород и стекол и цементирующей их массы. Обломки пород представлены аргиллитами, песчаниками, углями и другими породами основания, имеют неправильную, угловатую форму. Количество

литокластов варьирует от 30—40 (и тогда отдельные литокласти как бы «плавают» в более плотном темном цементе) до 70—80 % (в этом случае литокласти часто соприкасаются и цементирующая масса занимает лишь небольшие участки в интерстициях). Какая-либо сортировка обломков по составу и размерам отсутствует. «Хаотический» облик этих зювитов особенно ярко выражен в тех случаях, когда в цементе присутствует значительная примесь углистого вещества, и на темно-сером фоне матрицы резко выделяется беспорядочная смесь литокластов различного состава, формы и размеров. Границы литокластов с цементирующей массой всегда резкие, четкие. Цементом служит тонкораздробленная масса того же состава, с небольшой примесью стекла. Нередко эта масса под воздействием вторичных процессов превращена в углисто-глинистое вещество с примесью мельчайших частичек кварца, слюды, хлорита и карбоната.

Наиболее характерным компонентом зювитов являются обломки стекол. Мелкие обломки имеют остроугольные, оскольчатые очертания, иногда попадаются и рогульки стекла; более крупные — неправильно-изометричные, часто встречаются в виде своеобразных бесформенных «гнезд» размером до 20 см. Границы витрокластов с цементирующей массой резкие, четкие.

Подавляющее большинство стекол нефлюидально или же обладает очень слабой флюидальностью. Они имеют грязно-зеленый, серый и светло-серый цвет, плотные или мелкопористые. Однако иногда количество пор возрастает настолько, что стекло приобретает облик пемзы. Показатели преломления стекол варьируют в широких пределах — от 1,441 до 1,588, причем стекла одинаковой окраски нередко имеют разный показатель преломления. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что данные стекла не являются продуктом закалки выдержанной по составу магмы. С другой стороны, такие колебания светопреломления отчасти могут быть связаны с сильной вторичной измененностью значительной части стекол, которые нередко полностью превращены в глинистый агрегат. В нем, однако, прослеживается прежняя структура стекла. При последующем выщелачивании возникают пустотки, к которым приурочены скопления пирита, цеолитов, а иногда и хорошо ограненных кристаллов кальцита размером до 2—3 см.

Определение размеров витро- и литокластов в зювитах по керну ряда скважин с последующим построением гистограмм показало, что как среди витрокластов, так и литокластов резко преобладают обломки размером 0—5 мм. В соответствии с принятой для вулканогенно-обломочных пород классификацией [11], данные зювиты относятся главным образом к агломератовым разностям.

Зювиты, содержащие обломков стекол до 10 % (по В. Л. Майтису) или же до 5 % (по М. А. Маслову и Г. Я. Пономареву), выделялись этими авторами под названием «литоидные брекчи» и относились к комплексу аллогенных (перемещенных) брекчий, т. е. пород, состоящих в основном из обломков пород основания, с исчезающим малым количеством стекла. В этих брекчиях литокла-

сты по размеру нередко превышают 20 см, а иногда и больше метра (мегабрекчии).

Наряду с крупнообломочными породами выделяются и своеобразные тонкокластические брекчии, названные нами, по предложению А. И. Трухалева, диспергитами. Этот термин заимствован у Г. А. Поспелова, использовавшего его для обозначения тонкодисперсных сред различного генезиса. Диспергиты — это неплотные коричневато-серые породы афанитового облика, обычно содержащие до 5—7 % обломков размером не более 1 см. Изредка в них наблюдаются более крупные (от 3—8 до 50 см) включения сantonских опок и кремнисто-глинистых пород. В шлифах основная масса породы выглядит адиагностической тонкодисперсной гелеподобной матрицей светло-коричневого или буровато-коричневого цвета с $n=1,550$. Около 7—10 % (редко до 30 %) объема породы составляют обломки минералов алевритовой и псамmitовой размерности. Среди них резко преобладает кварц; кроме него присутствуют плагиоклаз, микроклин, гранат, а также сфен, эпидот, турмалин, апатит, мусковит, роговая обманка, циркон, карбонат, рудные минералы. Всем минералам в большинстве случаев присуща оскольчатая форма. В кварце часто развиты планарные элементы. В протолочках из диспергитов встречаены магнетит, моноклинный пироксен, ильменит, оливин, хромит, рутил, анатаз, кианит, ставролит, шпинель, барит, реальгар. В повышенных количествах встречается пирит и нередко — гранат, ильменит и барит.

Обломки пород и стекол в шлифах составляют от 2—3 до 10—15 %. Среди первых преобладают сланцы (углистые, глинистые и другие), кроме того, встречаются аргиллиты, песчаники, известняки, уголь, кварциты, опоки; особо отметим обломки витролитокластических зювитов и таких же диспергитов, что свидетельствует о многоактном формировании пород карского комплекса.

Обломки стекол имеют резко угловатые формы. Нередко в них сохраняются даже стенки пор и перегородки между ними. В ряде случаев в диспергитах отмечались шестиугольные кристаллы тридимита (?) с $n=1,483$. Весьма характерны для этих пород идiomорфные кристаллы и скопления пирита.

Химические анализы диспергитов не представительны из-за высоких потерь при прокаливании (от 6 до 11 %). В образцах, где такие потери относительно невелики (5—6 %), содержание кремнекислоты составляет 66—71 %.

По мере нарастания в зювитах количества стекла меняется и весь облик породы. Исчезают округлые и оскольчатые светлые стекла и появляются темные флюидальные; уменьшается размер литокластов, цемент становится более темным, однородным, плотным. При содержании стекла около 80 % (витролитический зювит) практически все стекла представлены темными флюидальными разностями.

Выделения темных (до черного) и темно-коричневых стекол имеют, как правило, извилистые, «лапчатые» очертания; типична ясно выраженная флюидальность, иногда переходящая в плойча-

тость. В шлифах стекла чаще всего имеют светло-коричневый, реже светло-зеленый или серый цвет, полностью изотропны. В них зачастую встречаются обильные включения мелких (длины миллиметра) ксенолитов, распределенных либо беспорядочно, либо группирующихся в вытянутые полоски, подчеркивающие флюидальность. Многие включения обладают округлой (оплавленной?) формой; вокруг таких ксенолитов наблюдаются своеобразные вихревые структуры в стекле. В целом зачастую создается впечатление, что стекла представляют собой не обломки, а образовались в результате расплавления тонкоперетертоого вещества цемента и литокластов.

Показатели преломления флюидальных стекол варьируют от 1,537 до 1,579, с максимумом около 1,560. Диапазон вариаций заметно меньше, чем для стекол из агломератовых зювитов, что, по-видимому, говорит о более выдержанном составе темных флюидальных стекол.

Цемент витрокластических зювитов представлен темной плотной сравнительно однородной массой тонкораздробленного вещества ксенообломков, густо пропитанных мельчайшими капельками стекла. Изредка на этом фоне выделяются и более крупные ксенообломки. За частую цемент отсутствует, и отдельные выделения стекол спекаются между собой.

По мере дальнейшего нарастания количества стекла в цементе зювитов возникает множество новых центров расплавления, затем они сливаются, постепенно весь цемент превращается в стекло, обломки пород оплавляются, и брекчия переходит в лавоподобную породу — тагамит.

Макроскопически тагамиты обычно представляют собой массивные плотные породы афанитового облика, серого, темно-серого, бурого до черного, темно-вишневого цвета — это тагамиты I типа. Количественно им подчинены тагамиты II типа, характерной чертой которых является отчетливый стеклянный блеск на свежем сколе. Эти «стекловатые» тагамиты образуют небольшие прожилки, рукаво- и жилообразные выделения в толще тагамитов I типа и связаны с последними постепенными переходами. Другой отличительной чертой стекловатых тагамитов является их своеобразная автолитовая текстура. Автолиты размером от 1—2 до 10—15 см, округлой формы, сложены «стекловатым» тагамитом, причем в центре автолитов всегда обнаруживаются ксенообломки, чаще всего песчаников. Цементируются автолиты тем же «стекловатым» тагамитом.

В шлифах видно, что тагамиты I типа представляют собой стекловатую массу, насыщенную многочисленными ксенообломками различных пород и минералов, количество которых варьирует от 3—5 до 30 %. Стекловатый базис имеет бурый и темно-бурый цвет, обычно изотропен или же (реже) представлен слабо-поляризующим агрегатом. Характерна резко флюидальная текстура, обусловленная чередованием причудливо изогнутых полосок стекла различной окраски. Нередко полосы стекла с разной

окраской содержат резко различное количество ксенообломков (чем светлее окраска, тем больше ксенообломков). Границы ксенообломков со стекловатым базисом резкие, четкие.

Для тагамитов II типа также характерен стекловатый базис темно-бурового цвета, однако совершенно изотропный, однородный, без явных признаков флюидальности. Количество ксенообломков обычно не превышает 10 %. Границы обломков и базиса неясные, расплывчатые. Нередко обломки кварца и плагиоклаза корродируются расплавом, а обломки осадочных пород рассекаются жилками бурого стекла. Участками наблюдаются ассимиляционные структуры: сначала мелкие ксенообломки замещаются по периферии каймой более темного стекла, затем процесс замещения нарастает, и в конечном счете образуется «шарик» темно-бурового стекла, в центре которого иногда сохраняются мельчайшие недоплавившиеся реликты, а порода в целом приобретает характерный пятнистый облик. Часто стеклянные «шарики» слипаются, образуя своеобразные пятнистые полосы.

Таким образом, для «стекловатых» тагамитов отмечается более интенсивное воздействие расплава на ксеногенный материал, что, по-видимому, указывает на повышенные температуры формирования тагамитов II типа по сравнению с более распространенными тагамитами I типа.

Показатели преломления стекловатой матрицы тагамитов варьируют в широких пределах (от 1,436 до 1,582), независимо от типа тагамитов и окраски стекла.

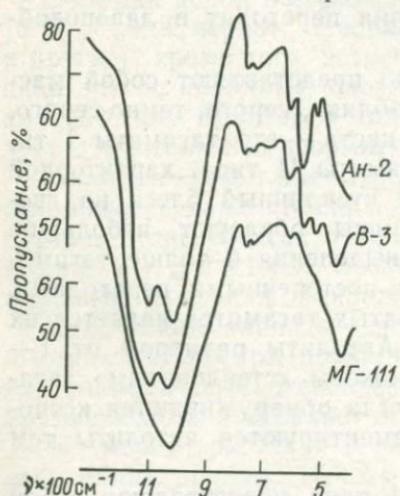


Рис. 12. ИК-спектры стекол из пород Карской структуры. МГ-111 — стекло из витрокластического зювиата; В-3 и АН-2 — стекловатая матрица тагамитов I типа

возможность того, что проявляющиеся в спектрах «дополнительные» по сравнению со стеклом полосы обусловлены механической

Г. К. Блиновой (ЦНИГРИ) были изучены стекла из витрокластических зювиатов и стекловатой матрицы тагамитов методом ИК-спектрофотометрии (рис. 12). Полученные ИК-спектры изученных образцов в целом в области колебаний $\text{Si}(\text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдра обнаруживают нечеткие размытые полосы поглощения, что свидетельствует об их разупорядоченном состоянии. В области $400-800 \text{ см}^{-1}$ в спектрах наблюдается более сложная структура (большее количество максимумов поглощения), чем это характерно для аморфных фаз SiO_2 , $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. Можно предположить, что в разупорядоченной или стеклообразной фазе присутствуют элементы дальнего порядка. Однако нельзя исключить и

примесью полевых шпатов и полиморфных модификаций кремнезёма, которые иногда наблюдаются под микроскопом в виде мелких ксенообломков, микролитов и т. д.

Минимальное число полос в спектре наблюдается для стекол из витрокластических зювитов (образцы МГ-111 и МГ-110а). Они представлены главным образом стекловатой (разупорядоченной) фазой, $\text{Si}(\text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдры которой характеризуются более высокой симметрией по сравнению с кристаллическими модификациями аналогичного состава. Понижение же симметрии алюмокремниевых тетраэдров, связанное с увеличением структурной упорядоченности, приводит к усложнению спектра за счет активизации неактивных колебаний и расщепления вырожденных частот. В спектрах образцов МГ-111 и МГ-110а присутствуют слабые размытые полосы 460, 640, 770 и 800 cm^{-1} и одиночный нерасщепленный максимум около 1040—1050 cm^{-1} , обусловленные валентными колебаниями $\text{Si}(\text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдра.

В ИК-спектрах стекловатой матрицы тагамитов (были изучены тагамиты только I типа) для образца В-3 наблюдается расщепление полосы в области 1100—1000 cm^{-1} на два максимума — 1100 и 1010 cm^{-1} . Для образцов АН-11 и АН-2 характерны отчетливые полосы поглощения в области 800—400 cm^{-1} и двойной максимум в области 1100—1010 cm^{-1} .

Таким образом, по количеству и резкости полос в спектре, а следовательно, и по проявлению в веществе дальнего порядка, стекла из витрокластических зювитов и тагамитов существенно отличаются друг от друга. Для первых характерна более разупорядоченная структура, что, по-видимому, можно связывать с более высокими температурами их формирования [3]. В целом наши данные хорошо соответствуют данным, приведенным в работе [8].

Как и в случае попигайских стекол, во всех изученных образцах присутствуют полосы 3400 и 1640 cm^{-1} , связанные, по всей видимости, с наличием (OH); n -группировок, что отмечалось еще ранее Л. И. Глазовской в 1981 г.

Средние химические составы пород карского комплекса, а также пород основания приведены в табл. 3. Хотя общее петрохимическое родство криптовулканитов и вмещающих их пород несомненно, между ними имеются и существенные различия. В тагамитах и зювитах заметно возрастают содержания SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , падает CaO , увеличивается отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и уменьшается степень окисленности железа. Ближе всех по химизму к породам основания стоят агломератовые зювиты с небольшим содержанием стекла, что вполне естественно и является результатом высокого содержания литокластов.

К сожалению, стекла из зювитов охарактеризованы очень малым количеством анализов, чтобы делать какие-нибудь выводы. Предварительно можно лишь отметить, что для светлых пористых стекол из агломератовых зювитов намечаются повышенные калиевость, содержания P_2O_5 и Al_2O_3 , пониженные содержания SiO_2 . Для стекол из витрокластических зювитов — максимальные магнезиальность и содержание марганца, пониженное содержание

Таблица 3

Средние химические составы пород

Окислы	1 (24)	s	2 (15)	s	3 (39)	s	4 (26)
SiO ₂	57,89	2,83	57,36	1,33	57,68	2,36	59,76
TiO ₂	0,73	0,13	0,80	0,06	0,76	0,12	0,83
Al ₂ O ₃	13,39	1,94	14,97	1,11	13,99	1,94	15,51
Fe ₂ O ₃	2,92	1,11	3,27	1,03	3,05	1,08	3,54
FeO	2,99	1,00	3,21	0,79	3,07	0,92	2,48
MnO	0,14	0,04	0,10	0,01	0,12	0,04	0,07
MgO	4,04	0,89	5,95	0,99	4,77	1,31	5,30
CaO	5,23	2,24	3,29	1,33	4,48	2,18	3,34
Na ₂ O	1,77	0,68	2,11	0,15	1,89	0,64	2,76
K ₂ O	1,97	0,40	2,57	0,90	2,20	0,69	3,04
П.п.п.	8,39	2,86	5,74	1,94	7,37	2,83	2,73
P ₂ O ₅	0,18	0,05	0,15	0,05	0,16	0,05	0,18
S _{общ}	0,18	0,03	0,17	0,13	0,18	0,16	0,13
Сумма	99,82		99,69		99,72		99,67
K ₂ O/Na ₂ O	1,11		1,21		1,16		1,10
MgO/[Fe ₂ O ₃ +	0,68		0,91		0,78		0,88
+FeO							
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,97		1,01		0,99		1,42

1 — агломератовые витрокластические зювиты (в скобках указано количество анализов);
5 — тагамиты II типа; 6 — все тагамиты в целом; 7 — пористое стекло из агломератовых зю-

СаО. Что же касается тагамитов, то, как и в случае Попигайской структуры, оба типа тагамитов практически изохимичны, за одним исключением: в тагамитах II типа («стекловатых») резко падает степень окисленности железа, что указывает на их формирование в более восстановительных и, возможно, в более высокотемпературных условиях.

Кратко охарактеризованные выше породы непосредственно выполняют депрессию и генетически связаны с процессом формирования последней. При описании объектов такого рода обычно выделяется и аутигенная брекчия — в разной степени раздробленные и измененные неперемещенные породы, слагающие основание (цоколь) структуры. Для Карской структуры — это осадочные породы палеозоя (алевролиты и аргиллиты перми, каменноугольные известково-углистые сланцы), а также поздне-последевонские диабазы, верхнепротерозойские и нижне-, среднеордовикские терригенно-сланцевые толщи центрального поднятия. Эти породы почти всегда несут признаки деформаций — от слабой трещиноватости до интенсивного дробления и образования «горной муки». Характерны многочисленные конусы разрушения и структуры типа «грис».

Нормальные осадочные породы заполняющего и перекрывающего комплексов [15], образование которых не связано с генези-

Карской структуры (в %)

s	5 (11)	s	6 (37)	s	7 (1)	8 (2)	9 (34)
1,39	59,85	0,44	59,79	1,18	53,34	58,71	53,40
0,05	0,85	0,03	0,84	0,04	0,94	0,64	0,75
0,88	15,86	0,96	15,61	0,91	18,04	14,56	13,44
1,16	0,46	0,56	2,62	1,75	1,90	2,11	3,19
1,20	6,75	0,69	3,75	2,25	6,44	4,11	2,60
0,01	0,12	0,01	0,09	0,02	0,11	0,20	0,15
0,72	6,01	0,69	5,51	0,78	4,56	7,91	4,71
0,17	3,54	0,19	3,40	0,48	3,80	2,58	6,13
0,25	2,60	0,21	2,71	0,24	2,41	2,36	3,13
0,90	2,25	0,46	2,81	0,87	3,50	2,16	1,62
0,66	1,14	0,39	2,26	0,94	4,68	4,03	11,04
0,07	0,15	0,08	0,17	0,07	0,41	0,15	0,18
0,08	0,29	0,05	0,18	0,10	0,07	0,36	—
	99,87		99,74		100,20	99,87	100,34
	0,86		1,03		1,45	0,91	0,51
	0,82		0,86		0,54	1,27	0,81
	0,07		0,69		0,29	0,51	1,22

2 — витрокластические (спекшиеся) зювиты; 3 — все зювиты в целом; 4 — тагамиты I типа; 5 — агломератовые витрокластические зювиты (в скобках указано количество анализов); 6 — все тагамиты в целом; 7 — пористое стекло из агломератовых зювитов; 8 — флюидальные стекла из витрокластических зювитов; 9 — вмещающие породы по [8]

сом собственно Карской структуры, нами здесь не рассматриваются.

Во всех охарактеризованных выше породах и их минералах установлены многочисленные признаки ударного метаморфизма: конуса разрушения, диаплектовые минералы и стекла, присутствие коэсита, плавление минералов и пород. Они детально описаны в работе [8]. Мы рассмотрим проблему ударного метаморфизма ниже.

В пределах Карской структуры есть еще один тип магматических пород, генезис которых представляется нам не совсем ясным. Это габбро-диабазы, выходящие на поверхность в нижнем течении р. Сопча-Ю и вскрытые скважинами в пределах центрального поднятия. О. В. Заборин, специально изучавший диабазы центрального Пай-Хоя, описал габбро-диабазы Карской структуры под названием «трахидиабазы» и отнес их к единому комплексу диабазов девона. К аналогичному мнению пришли М. А. Маслов и Г. Я. Пономарев. С точки зрения этих исследователей, габбро-диабазы сформировались задолго до образования Карской структуры и «ксеногенные» по отношению к ней, входя в состав цокольного комплекса. Однако так ли это на самом деле?

Согласно О. В. Заборину, трахидиабазы Карской структуры существенно отличаются от типичных диабазов Пай-Хоя. Петро-

графически это отражается в богатстве габбро-диабазов слюдой, плагиоклазом, кислом составе плагиоклаза. Правда, среди диабазов также есть разности с кислым плагиоклазом, однако в этих случаях раскисление плагиоклаза связано с его альбитизацией, тогда как в габбро-диабазах плагиоклаз исключительно свежий. Петрохимически габбро-диабазы отличаются повышенной щелочностью (сумма щелочей 4,96—5,34 против 2,38—3,26 в диабазах Пай-Хоя), содержанием титана (1,92—2,43 % против 1,03—1,77 %), пониженным содержанием CaO (5,73—7,31 % против 9,36—11,53 %). На петрохимических диаграммах трахидиабазы выпадают из всех петрохимических трендов, характерных для девонских диабазов Пай-Хоя.

Согласно схеме О. В. Зaborина, тип диабазов определяется стратиграфическим уровнем их локализации. При движении вверх по разрезу от ранне-среднеордовикских до ранне-среднедевонских отложений убывают мощности тел и их количество. Если интрузии, залегающие в ордовикско-силиурских отложениях, представлены силлами типично гипабиссального облика, то в ранне-среднедевонских отложениях появляются отдельные дайки субвулканической фации. В этом же направлении меняется и степень раскристаллизованности тел — от наиболее полно дифференцированных мощных интрузий через слабо дифференцированные тела в среднем ордовике до почти изотропных маломощных интрузий среди силиурско-девонских отложений. Здесь же появляются единичные пластообразные тела трахидиабазов.

Вариации структуры тел находят отражение и в направленном изменении их химического состава. Расплав по мере приближения к поверхности обогащается Na, K, Ti и отчасти Si и P, при одновременном уменьшении содержаний Mg, Ca и отчасти окисного железа.

Таким образом, согласно О. В. Зaborину, специфика минералогии и химизма габбро-диабазов объясняется их локализацией в силиурско-девонских отложениях. Однако М. А. Маслов и Г. Я. Пономарев убедительно показали, что породы центрального поднятия Карской структуры датируются ранним — средним ордовиком. В частности, по их данным, в ядре Пай-Хойского антиклиниория в нижнем — среднем ордовике зоны ороговикования вокруг диабазов достигают мощности в десятки и сотни метров, выше по разрезу (верхний ордовик) они составляют десятки метров, а в силуре и девоне — всего лишь до первых метров и десятков сантиметров. В то же время скважиной ГГК-4 на контакте с диабазами вскрыта зона эпидотовых роговиков мощностью около 200 м.

Следовательно, габбро-диабазы (трахидиабазы) Карской структуры имеют четкую минералогическую и петрохимическую специфику, локализуются только в пределах структуры, ясно отличаются от «нормальных» девонских диабазов Пай-Хоя и не укладываются в общую схему их формирования. По данным K/Ag определений абсолютного возраста габбро-диабазов, проведенных

Ю. А. Жуковым, они относятся к пермо-триасу. Конечно, нельзя исключать, что это все же девонские породы, но переработанные в эпоху послепермской активизации.

В целом вопрос о возрасте и генезисе трахидиабазов центрального поднятия нуждается, на наш взгляд, в дальнейшем изучении.

Особенности геологического строения

Как уже отмечалось, на первый взгляд Карская структура имеет весьма простое строение: это осложненная центральным поднятием депрессия, выполненная брекчиями (зювитами) с резко подчиненным количеством тагамитов.

Маломощные рвущие тагамитовые тела изредка фиксируются в скважинах; в обнажениях иногда встречаются субвертикальные тагамитовые жилы мощностью в первые метры. Лишь в районе р. Анороги (вблизи юго-восточной границы депрессии) встречены протяженные выходы тагамитов видимой мощностью до 18—20 м. Эта мощность близка к истиной, поскольку в основании тагамитов появляются витрокластические спекшиеся зювиты, а верхние части обнажений представлены тагамитами, чрезвычайно напоминающими канатные лавы. Судя по геологическим данным, тагамиты образуют здесь покров, заполняющий древнюю долину в пермских породах. Заполнение брекчиями расчлененного рельефа, выработанного в породах перми, устанавливается по данным бурения и изучения обнажений и в других пунктах (реки Большая и Малая Вануйта, междуречье Кары и Анороги) на юге структуры.

Тагамиты прослеживаются вдоль уреза воды на протяжении примерно 60 м. Далее при движении вниз по течению реки тагамиты постепенно сменяются толщай плотных массивных брекций с грубостолбчатой отдельностью. Брекции представлены многочисленными (до 30 %) угловатыми обломками песчаников, аргиллитов и известняков, с преобладающим размером от единиц до первых десятков сантиметров, хотя отдельные обломки могут достигать 1 м и более. Крупные обломки приурочены к низам толщи, обладают правильной овальной формой (как бы «окатаны») и имеют размер до 3—4 м по длиной оси. Иногда вокруг этих овальных обломков наблюдается веерообразный разворот столбчатой отдельности. Цементом брекций служит спекшийся витрокластический зювит.

Таким образом, вниз по течению р. Анороги тагамитовый поток при своем распространении захватывал и волочил крупные глыбы пород ложа. Кроме того, в ряде мест отчетливо видно, что тагамиты также подстилаются витрокластическими зювитами и, следовательно, слагают центральную часть пирокластического потока. В этих подстилающих зювитах шнуровидные (в поперечном сечении) выделения стекол ориентированы параллельно подошве потока.

Переходы лавовых излияний в пирокластические известны и в областях молодого вулканизма, например в области Канталь (Франция), причем по этой смене определяется направление излияний. Можно поэтому полагать, что излияния тагамитов и пирокластического материала в районе р. Анероги распространялись с ЮЮВ на ССЗ, т. е. от периферии к центру структуры. Это противоречит представлениям о распространении тагамитов в виде центробежных радиально перемещающихся «струй», вытекающим из модели метеоритного взрыва.

Вверх по течению р. Анероги тагамиты перекрываются пачкой витролитокластических зювитов, слабо скементированных (иногда рассыпаются в руках). Эта пачка непосредственно граничит с вмещающими породами перми. Визуально наблюдаемый контакт резкий, субвертикальный, имеет четко выраженный тектонический характер. Аргиллиты и песчаники вблизи контакта на протяжении примерно 15 м интенсивно раздроблены, обожжены и превращены в мелкую острооскользчатую щебенку черного цвета. Параллельно контакту в аргиллитах залегают две кальцитовые жилы мощностью 1—2 м. Достоверно устанавливается еще ряд тектонических нарушений.

В целом поле развития пирокластических образований на участке р. Анероги имеет субизометрические очертания (рис. 13). С севера, запада и юга они контактируют с приподнятыми блоками палеозойского основания, либо выходящими на поверхность, либо вскрытыми скважинами непосредственно под четвертичными отложениями на небольшой глубине. Конфигурация изогипс поверхности палеозойского фундамента также указывает на существование дугообразного поднятия палеозойских пород, окружающих Анерогский участок.

Таким образом, этот участок представляет собой кольцевую структуру высшего (по отношению к Карской) порядка, ограниченную со всех сторон поднятыми блоками палеозойского основания. Ее строение определяется наличием трех основных систем разломов: субмеридиональных, субширотных и ортогональных, разделяющих структуру на ряд блоков. Амплитуды смещения по разломам (как по вертикали, так и по латерали) меняются от первых до 300 м.

Статистический анализ вариаций содержания стекла в зювитах, вскрытых скважинами в юго-восточной части Карской структуры, показал, что при движении от центра структуры к ее периферии в зювитах заметно возрастает как общее содержание стекла, так и относительное содержание темных флюидальных стекол. Повышенное же содержание стекловатого компонента (в особенности темных флюидальных стекол), как показывает опыт работ на аналогичных структурах, является признаком близости тагамитов. Поэтому тагамиты нельзя рассматривать в качестве реликтов центробежных потоков, струй, выбросов и выжимок из центра Карской структуры. Наоборот, богатые стеклом пирокластические потоки с тагамитами приурочены именно к границам структуры

(по крайней мере, в ее детально изученной юго-восточной части), вероятно, к небольшим кольцевым структурам высшего порядка, типа Анорогской, и распространялись по направлению к центру.

Другой такой кольцевой структурой высшего порядка является Марей-Го — овальная ($2,6 \times 1,8$ км) впадина глубиной до 25—30 м, вытянутая в субширотном направлении. Она расположена

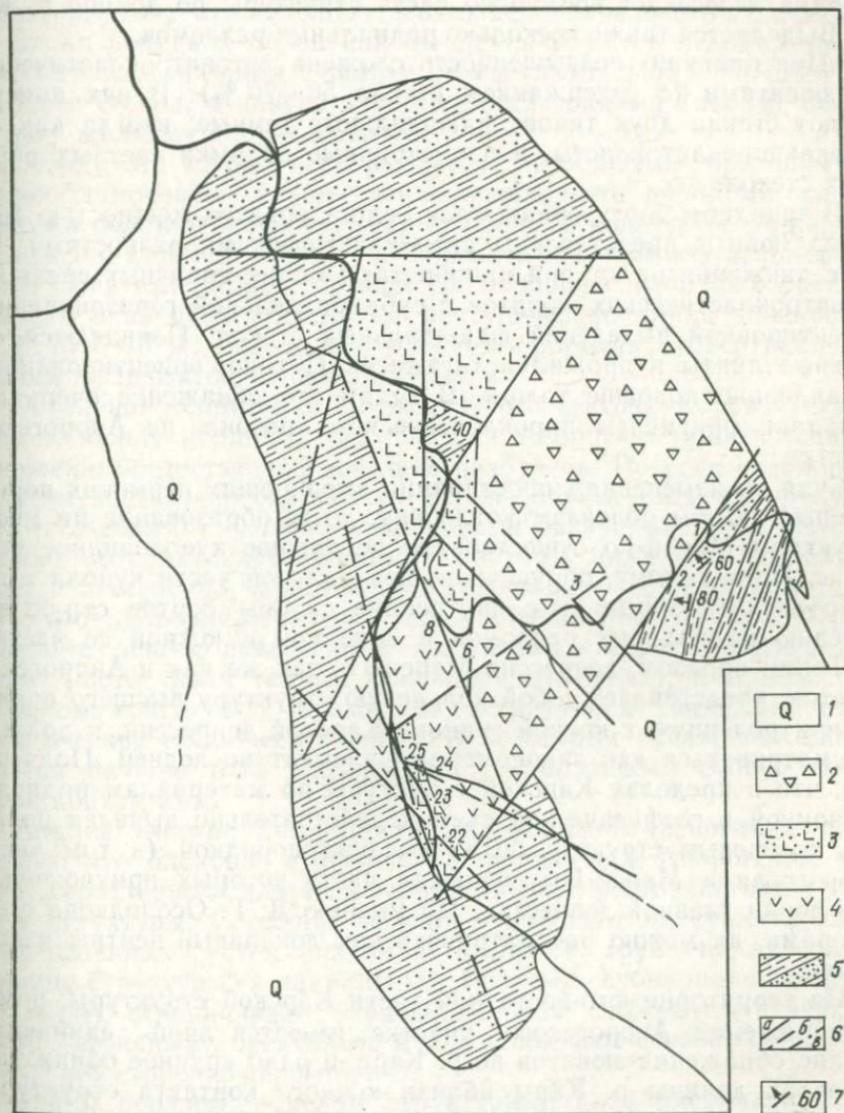


Рис. 13. Схема геологического строения участка р. Анороги. Составили В. И. Ваганов, С. Л. Тарасов:

1 — четвертичные отложения; 2 — литоидные брекчии; 3 — витрокластические зловиты; 4 — тагамиты; 5 — аргиллиты и песчаники палеозоя; 6 — разломы установленные (a), предполагаемые (б), под четвертичными отложениями (в); 7 — элементы залегания

на южной окраине Карской депрессии. В северо-западной части структуры имеется возвышенность высотой 15—30 м. Северный, западный и южный внутренние склоны бортов круто обрываются к центру (угол наклона достигает 50—70°). Восточный борт структуры размыт р. Карой. По данным аэромагнитной съемки структура Марей-Го с СВ и ЮЗ ограничена двумя субпараллельными разломами СЗ простирации. Тектоническое нарушение того же порядка пересекает восточную часть структуры по долине р. Ка-ры. Выделяется также несколько радиальных разломов.

«Центральная» возвышенность сложена литовитрокластическими зювитами (с содержанием стекла 50—70 %). В них присутствуют стекла двух типов: флюидальные темные, иногда как бы обтекающие литокласты, и изометричные обломки светлых пористых стекол.

В западном борту обнажается толща зювитов мощностью 10—12 м. Зювиты представлены витрокластическими разностями. По мере движения на юг они приобретают облик типичных спекшихся витрокластических зювитов с субпараллельной горизонтальной ориентировкой выделений флюидальных стекол. Появляются отдельные линзы и прожилки тагамитов II типа, ориентированных параллельно подошве толщи. В целом это обнажение очень напоминает фрагменты пирокластического потока на Анорогском участке.

Судя по изменениям простирания вмещающих пермских пород, которые как бы облекают котловину, до ее образования на месте структуры Марей-Го существовало небольшое куполовидное поднятие. По-видимому, обрушением центральной части купола можно объяснить обрывистые внутренние склоны бортов структуры и серию радиальных разломов в западной и южной ее частях.

Таким образом, депрессия Марей-Го, так же как и Анорогский участок, представляет собой кольцевую структуру высшего порядка, приуроченную к южной границе Карской депрессии, и должна рассматриваться как закономерный элемент последней. Подчеркнем, что в пределах Карской структуры по материалам радиолокационной и геофизической съемок действительно выявлен целый ряд кольцевых структур более высоких порядков (в том числе Анорогская и Марей-Го), большая часть которых приурочена к периферии главной депрессии. По мнению Д. Г. Осолодкова с соавторами, их можно рассматривать как локальные центры извержений.

На территории юго-восточной части Карской структуры, помимо обнажений Анорогского участка, имеются лишь единичные мелкие обнажения зювитов по р. Каре и одно крупное обнажение в бортах долины р. Ка-ры вблизи южного контакта структуры. Это обнажение представляет значительный интерес, поскольку там хорошо просматриваются возрастные соотношения целой группы различных пород.

Береговой обрыв высотой около 20 м сложен двумя отчетливо-разновозрастными пачками. Нижняя представляет собой нагро-

мождение крупных угловатых блоков пермских пород с обильными развитыми в них конусами разрушения. Для большинства блоков прослеживается единая горизонтальная слоистость, и лишь в некоторых блоках ориентировка слоистости немного меняется. Таким образом, здесь мы имеем дело с дроблеными породами палеозойского основания (т. е. аутигенной брекчией) в коренном залегании, где отдельные блоки лишь незначительно смешены («развернуты») относительно своего первоначального положения.

Блоки пермских пород как бы цементируются агломератовым литовитрокластическим зювитом со светлыми изометричными обломками стекол, а иногда и рассекаются тонкими (первые сантиметры) жилками тех же зювитов.

Сверху эта пачка перекрывается литоидными брекчиями — мелкообломочными, слабо сцементированными породами, содержащими обломки зеленовато-серых стекол в количестве до первых процентов. Граница между литоидными брекчиями и агломератовыми зювитами резкая, четкая. От подошвы литоидных брекчий отходят вниз субвертикальные нептунические дайки мощностью от 1 до 5—6 м. Вся толща в целом прорвана субвертикальной дайкой диспергитов мощностью 1—2 м.

Остальная территория юго-восточного сектора Карской структуры — между долинами рек Кары и Анороги — практически не обнажена, но достаточно детально разбурена. По всем скважинам разрезы достаточно однотипны. Верхи разреза (под четвертичными отложениями) сложены литоидными брекчиями или агломератовыми витролитокластическими зювитами, ниже появляются породы с постепенно нарастающим содержанием стекла, вплоть до тагамитов, которые образуют дайко- и жилообразные тела. Параллельно с общим повышением количества стекла в породах заметно растет доля темных флюидальных стекол, и в непосредственном контакте с тагамитами встречаются типичные витролитические спекшиеся зювиты. В некоторых скважинах фиксируются рвущие тела диспергитов с отчетливыми субвертикальными контактами.

Анализ изогипс поверхности палеозойского основания показывает, что блоковое строение, наблюдаемое в Анорогском участке, характерно и для всей территории юго-восточной части Карской структуры. Сгущения изогипс указывают на существование двух основных систем разломов: разломов, грубо параллельных границе структуры, и радиальных. Разломы, субпараллельные обрамлению, ограничивают опущенный блок, сложенный в верхней части литоидными брекчиями, и обусловливают своеобразное «ступенчатое» строение территории.

Таким образом, в целом структурный план рассматриваемой территории довольно прост и определяется наличием двух систем разломов, разделяющих прямоугольные блоки с лишь незначительно отличающимся литологическим составом пород (характерно, что на карте, составленной Г. Я. Пономаревым, почти вся эта территория показана как единое пятно нерасчлененных зювитов).

На юго-востоке этот спокойный структурный рисунок осложняется дугообразным поднятием палеозойского основания, которое ограничивает область развития пирокластических пород с повышенным содержанием стекла (Анорогский участок).

Что же касается возрастных соотношений различных типов пород, то здесь наиболее определенное положение занимают диспергиты, являющиеся, несомненно, самыми молодыми образованиями карского комплекса. Некоторыми скважинами вскрыты диспергиты покровной фации, где они образуют монотонную пачку мощностью до 50 м, залегающую стратиграфически выше агломератовых зюйитов и перекрывающую четвертичными галечниками, песками, илами. Весь разрез этой пачки представлен неслоистыми алевритовыми и глиноподобными породами с мелкими (1—2 см) обломками пермских песчаников и алевролитов. Изредка встречаются также обломки кремнисто-глинистых и аргиллитоподобных пород с обломками призматического слоя иноцерамов, а также обломки агломератовых зюйитов. Для толщи диспергитов, так же как и для подстилающих их зюйитов, весьма характерны жилки, одиночные кристаллы и тонкозернистые, пропитывающие породу агрегаты пирита. Контакт диспергитов с залегающими ниже брекчиями резкий или же постепенный через пачку чередования (3—4 м) диспергитов и агломератовых зюйитов в слоях мощностью 0,2—1,2 м.

В одной из скважин диспергиты слагают также значительный по мощности интервал (219—313 м) в толще агломератовых литовитрокластических зюйитов. Верхний контакт их здесь ровный, резкий, субгоризонтальный, нижний очень сложный. На расстоянии 60—70 см по керну диспергиты и зюйиты сложно перемежаются друг с другом. Кроме того, примерно в середине описываемого интервала в диспергитах встречены включения (?) агломератовых зюйитов размером до 1,5 м с очень неровными, порой субвертикальными контактами. Неясно поэтому, слагают ли диспергиты в данном случае покров в толще зюйитов, или же прорывают их, образуя мощный силл. В этой же скважине на глубине 396,5 м в пермских песчаниках, подстилающих агломератовые зюйиты, встречена маленькая дайка диспергитов. Все эти данные вместе с результатами петрографического изучения позволяют уверенно относить описанную толщу к эксплозивно-брекчевым (а не к осадочным) образованиям.

В одной из скважин в пачке диспергитов (она залегает в интервале 46—103 м) через 2—4 м были отобраны образцы на микрофауну. Фораминиферы встречены в 15 пробах, но наиболее полные, представительные ассоциации, характерные для верхнекампанских отложений Западной Сибири, обнаружены в пробах с глубин 94,5 и 100,7 м. Последняя проба взята из обломка аргиллитоподобной породы с остатками иноцерамов.

Как уже отмечалось, диспергиты слагают крутопадающие жилы и дайки (в том числе и слепые), прорывающие обычно агломератовые зюйиты, или реже породы перми или диабазы централь-

ного поднятия. На р. Саа-Яга (северо-западная граница структуры) они залегают также в форме силлов, внедрившихся по контакту между зювитами и фаунистически охарактеризованными сантонскими отложениями. Мощность отмеченных тел диспергитов обычно не превышает нескольких метров, но иногда достигает 10—12 м. Контакты этих тел с вмещающими породами резкие, ровные, иногда явно интрузивные с апофизами во вмещающие породы (рис. 14). Все это, наряду с нахождением дайки диспергитов в



Рис. 14. Жила диспергитов с апофизой в агломератовых витролитокластических зювитах. Левый борт р. Кары, в 12,5 км вниз по течению от южной границы Карской депрессии

permских породах под мощной толщей зювитов, совершенно исключает предлагаемую некоторыми исследователями трактовку диспергитов как продуктов выветривания карских брекчий, слагающих кластические дайки. Такая трактовка опровергается также одинаковым составом диспергитов из даек и жил, залегающих в совершенно различных породах (брекчиях, диабазах, песчаниках). Несомненно, что диспергиты являются одной из разновидностей флюидизационно-эксплозивных образований Карской структуры.

Что же касается возрастных соотношений зювитов и тагамитов, ясности здесь намного меньше. Очевидно лишь, что тагамиты и тесно ассоциирующие с ними витролитокластические спекшиеся зювиты синхронны либо весьма близки по времени формирования. Но как они соотносятся с агломератовыми зювитами? По мнению некоторых исследователей (МГУ), которые так же, как и мы, вы-

деляют две группы зювитов, зювиты 1-й группы (спекшиеся витрокластические) вместе с тагамитами являются образованиями центробежных потоков, двигавшихся по дну кратера (чем и объясняется часто наблюдаемый «псевдоинтрузивный» характер их залегания), и перекрываются зювитами 2-й группы, т. е. агломератовыми [8]. Нам представляется, что можно с большей степенью обоснованности говорить именно об интрузивном характере взаимо-



Рис. 15. Зарисовка обнажения в левом борту долины р. Кара в 700 м южнее Марей-Го.

Условные обозначения см. на рис. 13

отношений. Во всяком случае, такая картина (более позднее образование тагамит-зювитовых комплексов по отношению к агломератовым зювитам) достаточно уверенно устанавливается в Попигайской структуре. Кроме того, вблизи подошвы пирокластических потоков Анорогского участка мы наблюдали включения (размером до 1 м) агломератовых литовитрокластических зювитов с изометричными светлыми стеклами, причем шнуровидные выделения флюидальных стекол как бы обтекают эти включения. Можно, по-видимому, рассматривать эти включения как ксенолиты ранее сформировавшихся агломератовых зювитов, захваченные впоследствии пирокластическим потоком.

Таким образом, в целом намечается следующая возрастная последовательность формирования пород: агломератовые зювиты — тагамиты и витрокластические зювиты — диспергиты и литоидные брекции. Естественно предположить, что процессы формирования тех или иных пород могли носить (и, скорее всего, носили) пульсационный характер и проявлялись неоднократно.

Что касается времени образования самой Карской структуры в целом, то, судя по радиологическому возрасту тагамитов с р. Анороги (K/Ar метод), равному 57 млн. лет, она возникла на границе мела и палеогена. В зювитах найдены обломки опок с пелециподами и аммонитами сеноманского возраста, а в одной из скважин в толще перекрывающих зювиты морских осадков обнаружена фауна с видами, живущими с турона и в сеномане. Таким образом, возраст Карской структуры достаточно строго определяется как K_{2km} .

Говоря о геологическом строении Карской структуры, нельзя не упомянуть интереснейшее обнажение в 700 м южнее Марей-Го по левому берегу р. Кара, т. е. уже за пределами собственно Карской структуры (рис. 15). Северная часть обнажения представлена

толщёй переслаивающихся полимиктовых песчаников и аргиллитов. Породы сильно катализированы и раздроблены, встречаются песчаники со структурой «гриз». Песчаники разбиты извилистой трещиной, выполненной зювитоподобным веществом зеленовато-серого цвета. Это песчано-глинистый материал, содержащий окатанные обломки катализированных песчаников; стекла полностью отсутствуют. Мощность жилы в нижней части составляет 15—20 см, кверху она постепенно выклинивается. Вокруг жилы дробление песчаников наиболее интенсивно.

Южнее выходят сильно раздробленные породы палеозоя, перекрытые мелкообломочной литоидной брекчией без стекла. Среди брекций также встречаются прожилки зювитоподобной породы, которые как бы цементируют небольшие блоки и неправильные участки брекций. Контакты между этими двумя типами пород расплывчатые, неясные.

В нижней части разреза среди сильно раздробленных, но не потерявших связности палеозойских пород также отмечаются аналогичные маломощные жилы. Они состоят из частиц песчано-глинистой размерности, с включениями окатанной гальки (?), песчаников и аргиллитов, встречаются и угловатые обломки. Часто порода имеет флюидальную текстуру. Отмечаются отдельные линзочки стекла (?), полностью замещенного агрегатом глинистых минералов.

В 30 м южнее отмечены еще две жилы. Они рассекают грубообломочную брекцию черных аргиллитов и песчаников, перекрытых пачкой переслаивающихся песчаников и аргиллитов. Проникая в песчаники, одна из жил приобретает коленообразную форму; по-видимому, при внедрении использовались плоскости напластования. Вторая жила имеет Т-образную форму.

Суммируя данные по северной части обнажения, можно сказать следующее: сильно раздробленные и катализированные породы перми перекрываются литоидной брекчией. Вся толща в целом разбита трещинами, выполненными тонкокластическим зювитоподобным веществом — диспергитами. Внедрение флюидизированного подвижного материала происходило снизу вверх. Вблизи диспергитовых жил катализ и дробление вмещающих пород проявлены наиболее интенсивно.

Далее к югу на неровной поверхности сильно дробленых аргиллитов (часто со структурой «гриз») залегают агломератовые витролитокластические зювиты. Контакт между этими породами неровный, волнистый, с «заливами» и затеками вещества зювитов по трещинам в катализированные аргиллиты. Южнее крупные блоки палеозойских пород интрузируются плотными витрокластическими зювитами. Тело зювитов в виде «штока» с оперяющими жилами как бы протыкает слои катализированных пород палеозоя. Для зювитов характерна отчетливо выраженная субвертикальная флюидальность, зювиты пластично «обтекают» блоки и глыбы пермских пород.

Выступ, южнее вдающийся в реку, сложен витрокластическими зювитами и тагамитами. Тагамитовый «зуб» имеет высоту около 8 м и штокообразную форму; он как бы одет в рубашку витрокластических спекшихся зювитов с темно-коричневыми флюидальными стеклами, вытянутыми субпараллельно контакту. Тагамиты флюидальные, неоднородные, I типа, почти не содержат ксеногенного мелкообломочного материала. Четких, резких контактов тагамитов и зювитов нет, переходы постепенные, плавные.

Таким образом, это обнажение является не только примером явно интрузивного внедрения тагамитов, зювитов и диспергитов, хотя и это, безусловно, важно. Здесь мы имеем пример интрузивного, эндогенного залегания предполагаемых импактитов за пределами предполагаемой импактной структуры.

О ГЕНЕЗИСЕ БРЕКЧИЙ КАРСКОЙ СТРУКТУРЫ

Как и в Попигайской структуре, породы карского комплекса могут рассматриваться в качестве флюидизационно-эксплозивных образований.

Гипотеза флюидизации для объяснения механизма образования тел брекчий была предложена Д. Рейнольдс [46], а затем развивалась другими исследователями. Согласно этой гипотезе, преобразование твердых консолидированных пород в брекчевые происходит под действием раскаленных газовых струй. При этом сначала образуются газово-твердые взвеси, обладающие высокой инъекционной и абразирующей способностью. На более поздней стадии процесса значительную роль начинает играть расплавленный материал, возникший прежде всего за счет плавления ранее сформированного тонкообломочного материала. Решающим признаком для отнесения обломочных пород к флюидизационным образованиям являются абразия и дробление присутствующих в брекчиях обломков пород, кристаллов и стекол непосредственно на месте на всех стадиях процесса, с проникновением в них цемента. Породам карского комплекса присущи главные признаки флюидизационных образований. В обнажениях нередко можно наблюдать, как брекчии инъецируют крупные глыбы и отторженцы пермских пород, разделяют их на более мелкие обломки, дробят и абрадируют последние. Дробление и растаскивание обломков пород и кристаллов постоянно наблюдаются в шлифах.

Залегание карских брекчий в форме крутопадающих интрузивных тел также сближает их с флюидизационно-эксплозивными образованиями. Этим телам присущи многие черты интрузивных пирокластов — типичных представителей флюидизационных образований: пестрота обломочного материала с одновременным присутствием обломков вмещающих, подстилающих и перекрывающих брекчии пород; дробление вмещающих пород без заметных смещений в экзоконтактах; слаженная форма части обломков в брекчиях, присущая им «луковичная» отдельность, возникающая при абразии обломков газово-твердой взвесью.

Для карских брекчий характерны такие специфические черты флюидизационных образований, как широкое развитие различных минерализованных трещин и пустот, развитие гидрослюд, карбоната, цеолитов, барита, пирита, кальцита. В целом можно говорить о широком проявлении в породах карского комплекса низкотемпературной гидротермальной барит-кальцит-цеолит-сульфидной минерализации. По заключению Н. П. Юшкина, специально изучавшего цеолиты, парагенезис их в карских брекчиях, свойства и последовательность выделения типичны для гидротермальных месторождений, связанных с молодыми эфузивами. Отметим также повышенные содержания ртути и мышьяка, установленные А. С. Микляевым и Н. П. Юшкиным при геохимических исследованиях карских брекчий.

Диспергиты, по-видимому, являются продуктом наиболее интенсивных флюидизационно-эксплозивных преобразований пород основания Карской депрессии. Очень похожие на диспергиты породы (так называемые туффизитовые криптобрекции) описаны Б. И. Берманом [1] в одном из районов мезозойской вулканической деятельности в Забайкалье, где они завершают мощную fazу игнимбритового вулканизма. Криптобрекции залегают там в форме мощных (до 30—40 м) жил в игнимбритах и состоят из кристаллокластов кварца, полевых шпатов и пепловых частиц стекла; нередко они имеют вид тончайшей пасты, близкой по консистенции сопочным илам грязевых вулканов.

УСТЬ-КАРСКАЯ СТРУКТУРА

Вдоль побережья Байдарацкой губы, от устья р. Кары до р. Люби-Яга, узкой прерывистой полосой протягиваются коренные выходы зювитов. В небольших береговых обрывах морской террасы высотой от 2 до 5 м обнажаются сильно дробленые и катаклизированные породы перми, литоидные брекции этих пород с небольшим содержанием стекла и зювиты. Часто на неровной размытой поверхности зювитов залегают прибрежно-морские отложения. Зювиты представлены в основном витролитокластическими, реже литовитро- и витрокластическими разностями.

В целом зювиты Усть-Карской структуры аналогичны зювитам Карской депрессии. Это брекции, состоящие из обломков различных палеозойских пород, обломков и выделений стекол, скементированных тонкораздробленным материалом того же состава. Однако они имеют и ряд специфических особенностей: 1) наличие в витролитокластических зювитах обломков углефицированной древесины; 2) присутствие почти во всех разностях зювитов крупных выделений свежего темно-коричневого стекла с матовым, реже стеклянным блеском; более свежий кайнотипный облик стекол зювитов; резкое преобладание аргиллитов и углистых сланцев, часто имеющих форму конусов разрушения, над песчаниками среди обломочной части зювитов; присутствие сливных плотных витрокла-

стических зловитов с сиреневыми стеклами, причем порода в целом имеет как бы окварцовый облик.

В 4-х км северо-западнее устья р. Люби-Яга на побережье Байдарацкой губы геологами ЦНИГРИ было обнаружено дайкообразное тело тагамитов, залегающее в витрокластических зловитах. Видимая мощность дайки достигает 10 м, простирание субмеридиональное. Основной объем дайки сложен тагамитами I типа. Тагамиты темно-серого цвета с сиреневым оттенком — неоднородные, флюидальные, участками мелкопористые, насыщены мелкообломочным ксеногенным материалом. Тагамиты темно-серого цвета с коричневым оттенком содержат незначительное количество ксеноматериала (1—3 %); однородные, сильно трещиноватые. Для них характерны автолитовая текстура, скорлуповатая отдельность. Аналогичные тагамиты были описаны на Анорогском участке.

При приближении к тагамитам витрокластические зловиты смешиваются их спекшимися разновидностями. В непосредственной близости от дайки в зловитах отмечаются крупные выделения серых пористых флюидальных стекол и небольшие тагамитовые прожилки. Контакт между тагамитами дайки и вмещающими зловитами нечеткий, постепенный.

По возрасту к тагамитам близки, по-видимому, и диспергиты, жилообразные тела которых мощностью до 1 м прорывают сильно раздробленные породы палеозоя.

Судя по ИК-спектрам, стекловатая матрица тагамитов Усть-Карской структуры (тагамиты I типа) по степени разупорядоченности занимает промежуточное положение между стекловатой матрицей тагамитов и стеклами из витрокластических зловитов Карской структуры.

Средние химические составы пород Усть-Карской структуры приведены в табл. 4. К сожалению, число анализов, которыми мы располагаем, тут существенно меньше, чем для Карской структуры. Можно отметить, что в целом криптовулканиты Усть-Карской структуры по сравнению с Карской характеризуются большей степенью восстановленности железа и несколько меньшим содержанием калия (соответственно меньшим отношением K_2O/Na_2O).

По мнению М. А. Маслова и Г. Я. Пономарева, и Карская, и Усть-Карская структуры являются результатом соударений с земной поверхностью фрагментов единого раскололвшегося в полете астероидного тела и, следовательно, возникли одновременно. Однако, по данным Ю. А. Жукова (К-Аг метод), радиологический возраст тагамитов Усть-Карской структуры составляет 105—120 млн. лет.

ПРОЧИЕ КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ПАИ-ХОЯ

Тарасовейская структура расположена на Байдарацком побережье, в междуречье Пекуч-Яга и Тальбей-Яга, и выражена полуокруговым положительным магнитным полем диаметром 10—11 км.

Таблица 4

Средние химические составы пород Усть-Карской структуры (в %)

Оксиды	1 (1)	2 (2)	3 (4)	4 (1)	5 (6)
SiO ₂	58,50	60,03	58,31	57,59	55,82
TiO ₂	0,94	0,87	0,80	0,79	0,86
Al ₂ O ₃	16,61	15,79	14,41	13,95	14,78
Fe ₂ O ₃	1,83	0,75	2,59	1,21	1,41
FeO	6,32	6,47	4,05	5,59	5,34
MnO	0,11	0,14	0,10	0,14	0,15
MgO	6,53	5,38	6,80	7,19	6,47
CaO	3,60	4,28	2,66	5,58	6,02
Na ₂ O	2,46	2,72	2,58	1,96	1,97
K ₂ O	1,08	1,64	2,81	1,45	1,56
П. п. п.	1,66	1,63	4,54	3,90	4,46
P ₂ O ₅	0,02	0,09	0,22	0,18	0,73
S _{общ}	0,06	0,11	0,20	0,12	0,14
Сумма	99,72	99,90	100,07	99,65	99,71
K ₂ O/Na ₂ O	0,44	0,60	1,09	0,74	0,79
MgO/Fe ₂ O ₃ +	0,80	0,75	1,02	1,06	0,96
+ FeO					
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,29	0,12	0,64	0,22	0,26

1 — тагамиты I типа (в скобках указано количество анализов); 2 — тагамиты II типа; 3 — агломератовые витрокластические зловиты; 4 — стекла из агломератовых зловитов; 5 — флюидальные стекла из витрокластических зловитов.

С магнитной аномалией совпадает и положительная гравитационная аномалия. В центре аномалий в поле развития нижнепермских отложений встречены сиенито-диориты в виде двух обособленных выходов 350×300 и 240×250 м.

Рядом с указанной аномалией на юго-востоке наблюдается отрицательная гравитационная аномалия в виде эллипса, охватывающего залив Тарасовей и часть побережья. На р. Собча-Яга в 3-х км на юг от аномалии на расстоянии более 100 м протягивается зона дробления нижнепермских пород, в которой встречаются обнажения витролитокластических агломератовых зловитов.

Левдиевская структура в районе о. Левдиева в Байдарацкой губе фиксируется положительной магнитной аномалией округлой формы диаметром около 20 км. Внутри нее четко выделяется отрицательная аномалия силы тяжести также округлой формы диаметром около 15 км.

Байдарацкая структура выделяется в устье р. Байдараты, где наблюдается положительная магнитная аномалия округлой формы диаметром 18—20 км на фоне отрицательного гравитационного поля.

Имеющиеся в настоящее время данные слишком скучны, чтобы уверенно судить о генезисе Тарасовской, Левдиевской и Байдарацкой структур.

рацкой структур. Вполне возможно, что механизм их формирования был иным, чем у Карской и Усть-Карской структур. Однако сам факт, что Байдарацкий разлом, к которому пространственно тяготеют и Карская, и Усть-Карская структуры, контролирует размещение еще целого ряда крупных кольцевых аномалий, не может не обращать на себя внимания.

ВЗРЫВНЫЕ КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ УКРАИНЫ ЛОКАЛИЗАЦИЯ ВЗРЫВНЫХ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

На территории Украины известны Болтышская, Ильинецкая, Оболонская, Ротмистровская, Зеленогайская, Западная, Терновская и некоторые другие взрывные кольцевые структуры (ВКС). Все они расположены в пределах Украинского щита и обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь с его структурно-тектоническими элементами (рис. 16). Взрывной характер

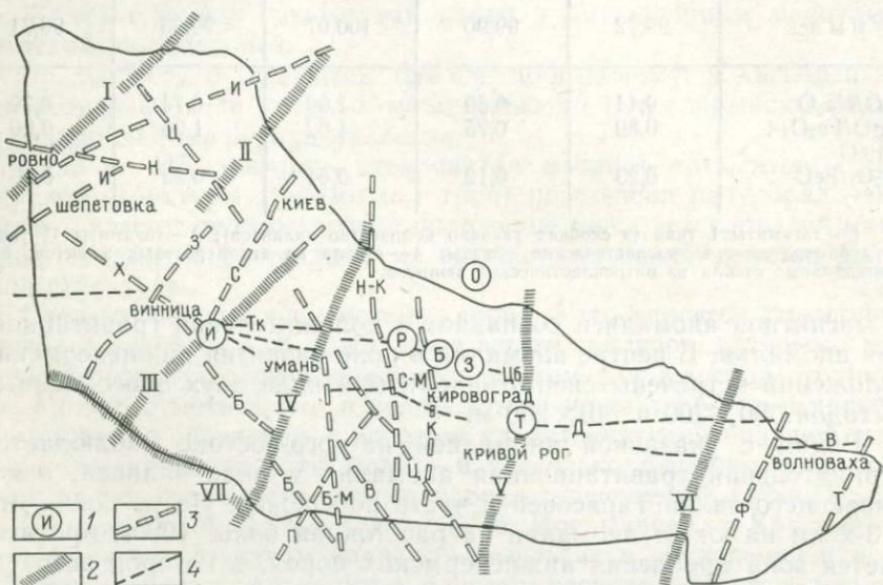


Рис. 16. Схема расположения взрывных кольцевых структур на Украинском щите. Составлена с использованием материалов С. С. Быстревской по дешифрированию разномасштабных космических снимков:

1 — взрывные структуры (буквы в кружках): И — Ильинецкая, Р — Ротмистровская, Б — Болтышская, З — Зеленогайская, О — Оболонская, Т — Терновская; 2 — трансрегиональные глубинные разломы: I — Суцано-Пержацкий, II — Тетеревский, III — Белоцерковский (Джурин-Немировский), IV — Тальновский, V — Криворожско-Кременчугский, VI — Орехово-Павлоградский, VII — Подольский; 3 — региональные глубинные разломы: Ц — Центральный, И — Изяславский, Н — Новоград-Волынский, Х — Хмельницкий, З — Здвижской, С — Сквирский, Б — Бугский, П — Первомайско-Глодоский, Б-М — Бугско-Мироновский, Н-К — Новомиргородско-Каневский, В — Вознесенский, К — Кировоградский, Ф — Феодосийско-Славянский, Т — Токмакский; 4 — основные субширотные разломы, дешифрируемые на космоснимках в пределах выделенной А. А. Вальтером и В. А. Рябенко Центральной зоны тектонической активности [3]: Тк — Тикичский, Вл — Волновахский, Цб — Цибулевский, С-М — Субботско-Мошоринский, Д — Девладовский

этих структур не вызывает сомнений, однако природа взрывных явлений трактуется по разному. Одни исследователи связывают образование ВКС с вулканическими процессами (Н. П. Семененко, О. Б. Гинтов, С. С. Быстревская, А. Я. Радзивилл), другие — с падением метеоритов (В. Л. Масайтис, А. А. Вальтер, Е. П. Гуров, В. А. Голубев).

Украинский щит занимает в структуре фундамента юго-западной части Восточно-Европейской платформы наиболее приподнятое положение. Он разбит на крупные блоки системами долгоживущих глубинных разломов. К разломам первого порядка на щите и смежных территориях платформы относятся: а) разлом северо-западного простирания, который протягивается от Тимано-Печорской зоны через всю Восточно-Европейскую платформу и разветвляется в пределах Украинского щита на Белоцерковский, Тальновский и Криворожско-Кременчугский разломы, и б) разлом северо-западного простирания, ограничивающий северный борт Днепровско-Донецкой впадины [18]. В числе основных тектонических элементов Украинского щита А. А. Вальтер и В. А. Рябенко [3] выделяют также Центральную тектоническую зону, которая прослежена как флексурная линия по оси перегиба щита, ориентированная параллельно Днепровско-Донецкому авлакогену в направлении Шепетовка — Волноваха. Предполагается, что зона пересекает весь щит и протягивается далеко за его пределы в северо-западном и юго-восточном направлении.

Большинство выявленных на Украине ВКС расположено в пределах Центральной тектонической зоны и в узлах ее пересечения с разломами северо-восточного и субмеридионального простирания: Ильинецкая — на пересечении с Белоцерковским (Джурин-Немировским, входящим в состав Белоцерковского разлома), Терновская — на пересечении с Криворожско-Кременчугским разломом. Последний наиболее отчетливо фиксируется на телевизионных космических снимках как составная часть одного из крупнейших линеаментов Восточно-Европейской платформы. Он протягивается от Евпатории, на юге через Кривой Рог и далее на север через Курск и Калугу, где находятся известные Курская и Калужская взрывные структуры. В пределах Украинского щита этому разлому отвечает резкий уступ поверхности Мохоровичча.

Приуроченность ВКС к Центральной тектонической зоне А. А. Вальтер и В. А. Рябенко объясняют тем, что «зона долгое время находилась ниже эрозионного среза Украинского щита, и поэтому здесь могли сохраниться следы падений крупных космических тел» [3, с. 54]. Вместе с тем район развития Ильинецкой структуры, Верхнебугского и Джурин-Немировского разломов характеризуется в более поздней работе В. А. Рябенко как область сжатия и интенсивного размыва.

В числе важнейших закономерностей локализации ВКС на Украинском щите А. Я. Радзивилл [20] отмечает приуроченность их к периферическим частям куполовидных структур фундамента: Ильинецкой структуры к краю Липовецкого купола, Болтыш-

ской — к восточному контакту Каменского купола, Ротмистровской — к промежуточной зоне между Каменским и Орловецким куполом, Зеленогайской — к южному контакту Октябрьского купола. Положение ВКС в пределах купольных структур контролируется преимущественно кольцевыми разломами, возникшими вследствие различного тектонического режима куполов и межкупольных пространств в эпохи активизации Украинского щита.

Сторонники импактогенеза ВКС отрицают существование пространственной связи их с разломной тектоникой. Приуроченность ВКС Украины к разломным зонам А. А. Вальтер и В. А. Рябенко объясняют высокой плотностью откартированных в ее пределах разломов и большой вероятностью падения кратерообразующих метеоритов вблизи какого-либо из них. Высказываются также сомнения по поводу достоверности установления самого факта пространственного совмещения конкретных структур и разломов. В частности, отмечается, что Ильинецкая структура «не совпадает с зонами глубинных разломов и их пересечением, хотя и находится недалеко от них. Центр кратера удален... от оси Джурин-Немировской зоны минимально на 7 км, а Дащев-Ильинецкой — на 4,5 км» [3, с. 139].

Следует подчеркнуть, что ВКС Украины в большинстве своем пространственно совмещены не с любыми, а лишь с глубинными трансрегиональными разломами и узлами их пересечения. Случайное попадание метеоритов именно на эти разломы представляется маловероятным. Незначительная удаленность некоторых структур (например, Ильинецкой) от осевых зон пересекающихся разломов вряд ли является веским аргументом в пользу отсутствия связи их с этими разломами.

Украинский щит, развивающийся, начиная с позднего протерозоя, как платформа, неоднократно испытывал активизацию в связи с формированием рифей-раннепалеозойской Галицийской и мезозойской Крымско-Кавказской складчатых областей и рифей-палеозойского Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. С тектономагматической жизнью именно этих структур связаны перестройка тектонического плана Украинского щита, подновление существующих и возникновение новых разломов глубинного заложения, проявления платформенного вулканализма. Образование взрывных кольцевых структур на Украинском щите совпадает во времени с основными эпохами его активизации. С раннепалеозойской активизацией регионального Джурин-Немировского разлома Н. П. Семененко, О. Б. Гинтов, С. С. Быстревская и другие исследователи связывают образование Ильинецкой структуры и кислых вулканитов вблизи нее в районе сел Печора, Березина и Глыбочек. В среднем палеозое платформенный вулканализм особенно интенсивно проявился в зоне сочленения Приазовского массива с Донбассом, где в пределах Волновахской зоны разломов известны Покрово-Киреевская и другие вулкано-тектонические структуры и вулканические породы щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формаций — трахибазальты, пикриты, кимберлиты и дру-

гие породы. С этой эпохой связано образование в Центральной части Украинского щита в пределах Новоукраинского массива даек микродиабазов возрастом 300—340 млн. лет. Пермо-триасовая эпоха активизации проявилась на Украинском щите слабее. В эту эпоху возникла Терновская взрывная структура возрастом 250 ± 10 млн. лет, приуроченная к узлу пересечения Криворожско-Кременчугской и Девладовской зон разломов, тела вогезитов, сиенит-порфиров, минетт, кварцевых порфиров и липарито-дацитов в центральной части Кировоградского блока, а также габбро-сиенитов и трахиандезитов в зоне Волновахского разлома. С мезозойской эпохой активизации совпадает по времени образование большинства известных на Украине взрывных структур: Оболонской в поздней юре, Болтышской, Ротмистровской и Западной в раннем мелу, Зеленогайской в позднем мелу. А. Я. Радзивилл, В. В. Конаков, Д. Ф. Володин и другие исследователи отмечают наличие большого числа кольцевых депрессий, выполненных вулканическими брекчиями и туффизитами кислого состава, а также даек липарито-дацитов и андезито-трахитов в зоне восточного контакта Корсунь-Новомиргородского plutона. В это же эпоху сформировался щелочной лампрофировый комплекс Восточного Приазовья.

Пространственная сопряженность девонского и юрского вулканизма в приазовской части Украинского щита свидетельствует, по мнению В. И. Гоньшаковой, об унаследованности магматического очага. Не исключено, что унаследованность магматического очага проявляется и на территории Кировоградского блока, где в пределах выделенной А. Я. Радзивиллом и Ю. А. Куделей Среднеднепровской кольцевой тектономагматической структуры совмещены субвулканические позднепротерозойские (periidotиты, пироксениты, габбро-диабазы, диабазы, пикритовые порфиры) и позднепалеозойские (вогезиты, сиенит-порфирь, кварцевые порфиры, липарито-дациты) породы и мезозойские эффузивно-пирокластические образования кислого состава.

Таким образом, прослеживаются определенная связь взрывных кольцевых структур Украины с крупными трансрегиональными разломами и узлами их пересечения и совпадение времени их образования с главнейшими эпохами тектономагматической активизации.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД ВЗРЫВНЫХ СТРУКТУР

Ильинецкая структура

Структура расположена в юго-западной части Украинского щита, в 10 км западнее пос. Ильинцы Винницкой области, и приурочена к узлу пересечения Джурин-Немировского и Верхнебугского разломов.

По геофизическим данным [7], структура имеет сложное строение. В магнитном поле она проявляется в виде изометричной отри-

цательной аномалии мозаичного характера размером 8×9 км с центром в районе с. Иваньки. В ее пределах выделяется локальная отрицательная магнитная аномалия, которая рассматривается С. С. Красовским, О. Б. Гинтовым, С. С. Быстревской и др. как некк вулкана. С границей магнитной аномалии совпадает зона высоких градиентов гравитационного поля, оконтуривающая кольцевую структуру концентрического строения. В ее северо-восточной части прослежен локальный гравитационный минимум диаметром около 4 км, который совпадает в плане с площадью развития эфузивов, слагающих собственно Ильинецкую взрывную структуру.

Частотным электромагнитным зондированием структура прослежена до глубины 600—800 м. По данным геофизических исследований (экспедиция МИНГЕО СССР), она фиксируется до глубины 3 км. В центральной части структуры установлено поднятие фундамента размером 600—700 м в поперечнике с амплитудой около 300 м. Вокруг него в виде кольцевой линзы залегают породы эфузивно-пирокластического облика.

Геолого-тектоническая схема структуры изображена на рис. 17. Вмещающие породы представлены в основном гранитами и гранодиоритами подольского комплекса (событиями). Среди них встречаются пачки биотитовых, пироксеновых, амфиболовых, гранатовых и других гнейсов, а также единичные тела габбро-амфиболитов, габбро-норитов и пироксенитов. Пачки гнейсов располагаются конформно кольцевым разломам, облекая структуру. Гранитоиды, развитые в контуре магнитной аномалии, интенсивно изменены метасоматическими процессами, причем степень переработки их возрастает к телу эфузивов [7].

Собственно Ильинецкая взрывная структура выполнена аутигенными и аллогенными брекчиями и эфузивоподобными породами.

Аутигенные брекчии залегают в донной и бортовых частях структуры и представляют собой раздробленные породы фундамента, брекчирование которых произошло без существенного перемешивания материала. Распространение брекчий этого типа прослежено в основном в прибортовых частях структуры, где они постепенно переходят сначала в катаклизированные, а затем в ненарушенные породы фундамента. Большая часть скважин, пробуренных в центральных частях структуры, за пределы этих брекчий не вышла. В аутигенных брекчиях отмечаются макро- и микроскопические признаки ударного метаморфизма [3].

Аллогенные брекчии залегают на аутигенных и имеют с ними, как правило, постепенные переходы. В плане они образуют кольцеобразную полосу диаметром до 4 км и мощностью до 200 м. Брекчии этого типа составляют более 50 % объема выполняющих структуру пород. Они состоят из различных по крупности обломков пород фундамента (50—90 %), слагающих их минералов (15—50 %) и стекол (до 10 %), сцептированных мелкообломочным кристаллокластическим материалом преимущественно полевошпат-кварцевого состава. Среди обломков преобладают граниты, реже

встречаются гнейсы и очень редко ультраосновные и осадочные (песчаники, алевролиты) породы.

Аллогенные литокластические и лито-кристаллокластические брекции сменяются вверх по разрезу аллогенными витро-литокластическими, витро-кристаллокластическими, кристалло-витрокласти-

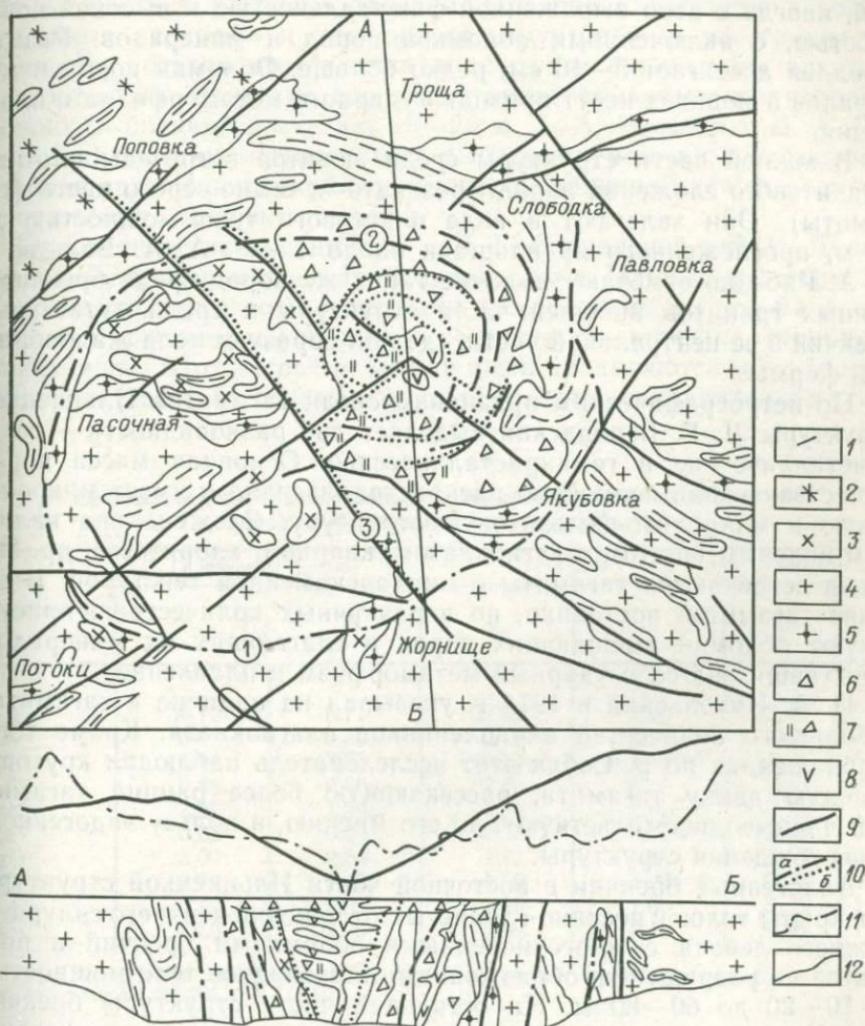


Рис. 17. Геолого-тектоническая схема Ильинецкой кольцевой структуры. По О. Б. Гинтову [7] с упрощениями:

Архей. Бугская серия: 1 — гнейсы, кристаллосланцы; Нижний протерозой. Подольский комплекс: 2 — граниты и мигматиты гранат-биотитовые чудново-бердичевские; 3 — диориты и гранодиориты (события); 4 — граниты биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые. Средний протерозой: Метасоматические образования: 5 — граниты биотитовые микроклинизированные сиенитоподобные. Палеозой. Породы Ильинецкой структуры: 6 — аутигенные и аллогенные лitoидные брекции; 7 — зювиты; 8 — тагамиты; 9 — разломы диагональной системы (архей—нижний протерозой); 10 — разломы кольцевой системы (а — до кембрийские, б — палеозойские); 11 — график Δg; 12 — график Za. Разломы (цифры в кружках): 1 — Внешний, 2 — Внутренний, 3 — Поперечный

ческими и иногда витрокластическими брекчиями (зювитами). Для всех разновидностей аллогенных брекчий характерна петрографическая однотипность обломочного материала и цемента. Размер обломков пород изменяется от нескольких миллиметров до 10—15 см и больше. В зювитах стекла составляют от 10—20 до 70—80 %. Они имеют вид удлиненных, сложных по морфологии фледлей, иногда с ясно выраженной флюидальностью и высокой пористостью, с включениями обломков пород и минералов. Размер фледлей достигает 5—10 см, редко больше. Обломки пород и минералов в зювитах несут признаки ударного метаморфизма и плавления.

В южной части структуры среди зювитов встречены плотные афанитового сложения породы розовато- и темно-серого цвета (тагамиты). Они залегают в виде пластового тела мощностью до 30 м, прослеженного на площади около 4 км². А. А. Вальтер и В. А. Рябенко отмечают наличие таких же пород среди брекчированных гранитов внешней части структуры и среди аутигенных брекчий в ее центральной части, где они образуют тела жилообразной формы.

По петрографическим признакам среди тагамитов Ильинецкой структуры Л. Г. Бернадская выделяет две разновидности — голокристаллические и гемикристаллические. Основная масса пород существенно или полностью раскристаллизована и имеет микролитовую и микролито-фельзитовую структуру. Сложена она калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем, хлоритом и др. Изредка встречаются тагамиты с миндалекаменной текстурой. В составе тагамитов постоянно, но в различных количествах, присутствуют обломки вмещающих пород и слагающих их минералов, испытавших на себе ударный метаморфизм и плавление.

П. А. Никольский в 1974 г. указывал на наличие в тагамитах небольшого количества вкрапленников плагиоклаза. Кроме того, в обнажениях по р. Собик этот исследователь наблюдал кругопадающую дайку тагамита, рассекающую более ранний тагамит. Эти данные свидетельствуют, по его мнению, в пользу эндогенного происхождения структуры.

Аллогенные брекчии в восточной части Ильинецкой структуры перекрыты толщей песчано-глинистых отложений верхнего силура — нижнего девона с многочисленными обломками брекчий и продуктов их разрушения, образующими линзовидное тело мощностью от 10—20 до 60—80 м. На остальной части структуры брекчии перекрывают отложения палеогенового, неогенового и четвертичного возраста незначительной мощности.

Предполагая, что палеозойские озерно-кратерные отложения накапливались вслед за образованием Ильинецкой структуры, многие исследователи определяют время ее образования как поздний силур—ранний девон, и связывают это с активизацией Джурин-Немировского трансрегионального разлома в связи с формированием Галицийской складчатой системы, установленной Н. П. Семененко в фундаменте Карпат и Горного Крыма. Возраст тагами-

тов этой структуры, по данным различных авторов К-Аг методом, составляет от 450 до 520 млн. лет. Разброс изотопных дат обусловлен, видимо, наличием в анализируемых пробах различного количества мелких фрагментов докембрийских пород фундамента.

При проведении геологической съемки в 50-х годах к западу от Ильинецкой структуры единичными скважинами были вскрыты еще 7 участков развития брекчий. Последние тяготеют к зонам глубинных разломов и удалены от структуры на расстояние до 30 км. По составу эти брекчии аналогичны ильинецким аллогенным брекчиям. Залегают они на катализированных гранитоидах. Мощность брекчий достигает 10—22 м. А. А. Вальтер и В. А. Рябенко считают их закратерными выбросами или продуктами разрушения вала Ильинецкой структуры, сохранившимися от размыва в понижениях древнего рельефа.

Проведенное нами совместно с Л. Г. Бернадской и В. И. Долговой изучение вещественного состава пород Ильинецкой структуры показало, что основные черты их минералогии и химизма в значительной степени обусловлены составом вмещающих структуру гранитоидов. В то же время между ними проявляются и некоторые различия (табл. 5). Тагамиты по сравнению с гранитоидами цо-

Таблица 5

Среднее содержание основных пордообразующих компонентов
в породах Ильинецкой структуры (в %)

Компоненты	Гранитоиды цоколя		Тагамиты		Зювиты	
	\bar{x}_{34}	s	\bar{x}_{48}	s	\bar{x}_{30}	s
SiO ₂	64,10	6,71	62,30	3,20	65,52	2,18
TiO ₂	0,46	0,35	0,46	0,18	0,44	0,11
Al ₂ O ₃	15,91	2,35	16,11	1,69	14,59	0,49
Fe ₂ O ₃	0,88	0,86	2,03	1,62	1,21	0,72
FeO	3,99	1,94	2,55	1,63	3,68	1,03
MnO	0,05	0,03	0,08	0,13	0,07	0,07
MgO	3,09	2,64	2,71	1,41	3,19	0,91
CaO	1,74	1,45	1,39	1,08	0,73	0,34
Na ₂ O	3,17	1,08	1,88	1,04	3,12	1,28
K ₂ O	4,16	2,29	6,89	3,15	4,47	1,89

Примечание. Цифры при \bar{x} — число анализов. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР.

коля обеднены SiO₂ (62,3 против 64,1 %) и Na₂O (1,88 против 3,17 %) и более чем в 1,5 раза обогащены K₂O. Отношение K₂O/Na₂O равно соответственно 3,7 и 1,3. Для зювитов характерно более низкое, чем в гранитах и тагамитах, содержание Al₂O₃ и CaO и несколько более высокое SiO₂. В отличие от тагамитов содержание Na₂O в них примерно такое же, как и в гранитоидах цоколя. А. А. Вальтер и В. А. Рябенко отмечают, кроме того, что пористые тагамиты верхних горизонтов отличаются от массивных

тагамитов нижних горизонтов высоким содержанием K_2O и пониженным FeO , CaO , MgO и Na_2O . В целом по химическому составу перечисленные породы близки к калиевым трахитам и трахидицам.

Статистическая обработка результатов спектральных анализов (табл. 6) показала, что тагамиты по сравнению с породами

Таблица 6

Среднее содержание элементов-примесей в породах
Ильинецкой структуры (в %)

Элементы	Гранитоиды цоколя		Тагамиты		Зювиты	
	\bar{x}_{68}	s	\bar{x}_{95}	s	\bar{x}_{123}	s
Ni	0,0050	0,0119	0,0058	0,0083	0,0026	0,0022
Co	0,0010	0,0019	0,0005	0,0004	0,0006	0,0008
V	0,0080	0,0079	0,0073	0,0044	0,0057	0,0035
Cr	0,0140	0,0530	0,0081	0,0034	0,0060	0,0045
Mo	0,0001	0,0003	0,0001	0,0001	0,0006	0,0055
Zr	0,0070	0,0048	0,0083	0,0053	0,0136	0,0090
Nb	0,0004	0,0003	0,0009	0,0004	0,0007	0,0005
Cu	0,0054	0,0060	0,0054	0,0048	0,0049	0,0106
Pb	0,0012	0,0026	0,0018	0,0013	0,0008	0,0008
Sn	0,0001	0,0001	0,0002	0,0001	0,0001	0,0001
Ga	0,0013	0,0006	0,0016	0,0006	0,0011	0,0010
Be	0,0003	0,0004	0,0001	0,0001	0,0005	0,0006
Sc	0,0010	0,0013	0,0007	0,0005	0,0005	0,0006
La	0,0044	0,0075	0,0062	0,0048	0,0005	0,0050
Y	0,0024	0,0055	0,0011	0,0008	0,0029	0,0026
Yb	0,0002	0,0004	0,0001	0,0001	0,0005	0,0006
Ba	0,0378	0,0332	0,0597	0,0266	0,0782	0,0678
Sr	0,0107	0,0233	0,0028	0,0019	0,0063	0,0097
Li	0,0029	0,0025	0,0015	0,0013	0,0019	0,0016
Rb	0,0057	0,0037	0,0045	0,0027	0,0056	0,0054

Примечание. Цифры при \bar{x} — число анализов. Анализы выполнены в ИГФМ АН УССР под руководством Л. А. Орловой.

цоколя содержат в 2 раза больше Nb, в 1,5 раза — Zr, Ba, La и Pb и несколько меньше Cr, V, Co, Be, Sc, Sr, Rb, Y, Yb. Содержание никеля в тагамитах и породах цоколя составляет соответственно 0,0058 и 0,0050 %, т. е. заметного обогащения тагамитов этим элементом не происходит. В зювитах никеля еще меньше — 0,0026 %. Примерно также распределяется и кобальт. Отношение Ni/Co в гранитах и зювитах составляет 4—5, а в тагамитах 11.

Таким образом, по химическому составу и элементам-примесям взрывные брекчии и тагамиты Ильинецкой структуры мало отличаются от гранитоидов фундамента, проявляя наиболее значимую разницу лишь в изменении соотношений K_2O/Na_2O и Ni/Co и повышении содержания Nb.

В породах Ильинецкой структуры широко проявлена гидротермальная минерализация, однако рудных концентраций она не дает.

Работами Э. И. Логвина и Т. А. Ткаченко в 1968 г., А. А. Вальтера и В. А. Рябенко и др. в породах этой структуры установлены пирит, галенит, сфалерит, марказит, халькопирит, тунгstenит, самородный висмут, барит, флюорит, кальцит, сидерит, молибденит, цеолиты, анальцим, хлорит, монтмориллонит, адуляр и другие гидротермальные минералы. Минерализация носит наложенный характер, часто тяготеет к тектоническим зонам. Наличие ее свидетельствует об активной роли гидротерм в преобразовании пород структуры.

В зиятиях в районе с. Иваньки в нескольких протолочных пробах, отобранных в разных участках и разными исследователями, обнаружены единичные зерна пиропа размером меньше 0,5 мм светло-красного и сиреневого цвета. Пироп принадлежит к малохромовой ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1,98 \%$) низкокальциевой ($\text{CaO} = 4,02 \%$) разновидности лерцолитового парагенезиса. Вопрос о его источнике не ясен. Можно предполагать, что в составе брекчий имеются единичные обломки лерцолитов или же пироп попал в брекчию вместе с обломками осадочных пород, изредка фиксируемых визуально и в шлифах.

Следует отметить также находки в брекчиях обломков эклогитоподобных пород, неизвестных в районе Ильинецкой структуры. Не исключено, что при целенаправленном поиске в породах этой структуры могут быть найдены и другие экзотические породы, в том числе глубинные.

Западная структура

Западная взрывная структура выявлена в 1975 г. при проведении геолого-съемочных работ (В. М. Бондаренко, Б. С. Германов, Э. В. Мельничук). В последующие годы продолжались оконтуривание структуры и изучение геологического строения и вещественного состава (В. А. Голубев, С. Ф. Радченко, Э. В. Мельничук, А. А. Вальтер, Е. П. Гуров, С. Н. Цымбал, Л. Г. Бернадская, В. И. Татаринцев, В. И. Долгова и др.). В 1975 г. в выполняющих структуру брекчиях А. А. Вальтер и Е. П. Гуров обнаружили признаки ударного метаморфизма и на этом основании отнесли ее к взрывным метеоритным кратерам.

Структура расположена на территории западной части Украинского щита в зоне сочленения трех крупных разновозрастных блоков, характеризующихся различной историей геологического развития. По данным гравиразведки, она проявляется как локальная отрицательная аномалия силы тяжести округлой формы небольшим диаметром, контрастно выделяющаяся на фоне положительного гравитационного поля. Контуры структуры на разрезе ограничиваются субвертикальными контактами, прослеживающимися на глубину нескольких сот метров. Установленная глубина распространения разуплотненных пород составляет 1400 м. Ложе структуры асимметричное: выделяются приподнятые центральный и западный участки и обрамляющие их полукольцом опущенные юж-

ный, северный и наиболее глубокий восточный участки (рис. 18). Глубина последнего превышает 350 м.

Вмещающие структуру породы представлены докембрийскими (в возраст 2300—2100 млн. лет) гранато-биотитовыми гранитами и мигматитами, среди которых встречаются небольшие тела гнейсов, габбро, пироксенитов, кальцифиров и пегматоидов.

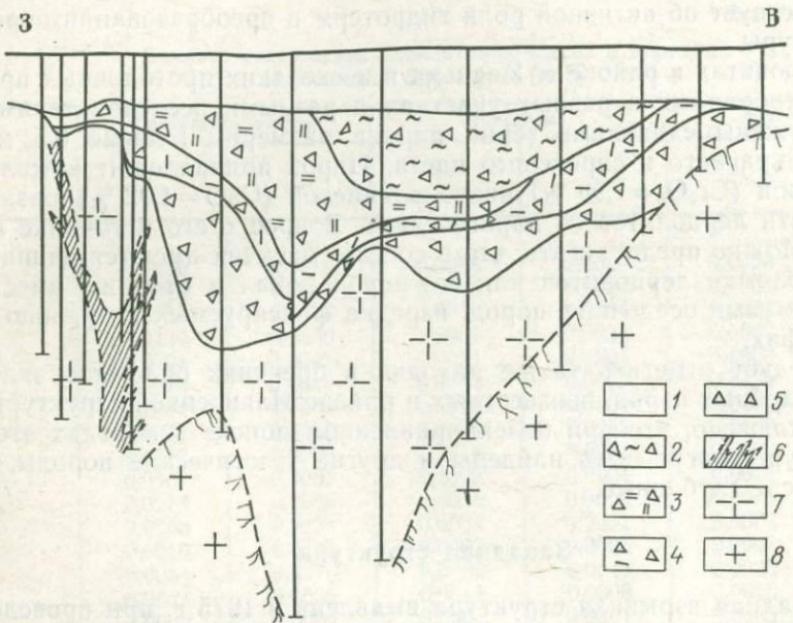


Рис. 18. Геологический разрез восточной части западной структуры. Составлен В. И. Татаринцевым и С. Н. Цымбалом с использованием материалов В. А. Голубева и др.

1 — осадочные породы неогенового и четвертичного возраста; 2 — зювиты витрокластические с флюидалной текстурой; 3 — зювиты витрокластические (нефлюидалные); 4 — зювиты литовитро- и витролитокластические; 5 — литоидные аллогенные брекции; 6 — тагамиты; 7 — аутигенные и аллогенные брекции нерасчлененные; 8 — катаизализированные граниты фундамента. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1 : 3

Структура выполнена взрывными брекчиями, имеющими двухслойное строение. В нижней ее части развиты аутигенные брекции, образовавшиеся в результате брекчирования и дробления пород фундамента на месте, а в верхней — аллогенные брекции, представляющие собой несортированные продукты выбросов вмещающих пород, измененные ударным метаморфизмом, гидротермальными и гипергенными процессами. Аллогенные брекции состоят из различных по форме и размерам обломков пород фундамента и слагающих их минералов, а также обломков гетерогенных стекол, количество которых возрастает снизу вверх по разрезу. Непосредственно на аутигенных брекциях залегают литоидные разности, содержание стекол в которых не превышает нескольких процентов. Выше их сменяют брекции, стекловатый обломочный ма-

териал которых составляет существенную или основную часть пород (зювиты). Мощность литоидных аллогенных брекчий в наиболее глубокой части структуры достигает 130 м, зювитов — 100—120 м, в периферических частях она уменьшается до 60—70 м и менее. Граница между литоидными аллогенными брекчиями и зювитами устанавливается легко даже макроскопически. Среди аутогенных и аллогенных брекчий в центральной и в меньшей степени юго-западной частях структуры отмечаются штокверкообразные тела темно-серых пород эфузивного облика (тагамитов).

Самую верхнюю часть разреза слагают, как правило, зювиты. По структурно-текстурным особенностям, степени ударного и пирометаморфизма, форме, окраске и составу стекол, а также характеру вторичных преобразований среди зювитов выделяются две разновидности. Зювиты первой разновидности представляют собой плотные брекчевидные породы темно-серого цвета с беспорядочно расположенными обломками пород фундамента, их минералов и стекол. Стекла окрашены обычно в зеленовато-серый, серый и черный цвет и в значительной степени замещены монтмориллонитом и другими вторичными минералами. Зювиты этого типа развиты на большей части структуры. Зювиты второй разновидности образуют линзовидные тела, залегающие преимущественно на зювитах первой разновидности. Для них характерны отчетливая флюидальная текстура и красновато-бурый, реже серый цвет. Фляммевидные фрагменты стекол в них вытянуты в одном направлении и хорошо подчеркивают картину течения. По структурно-текстурным особенностям эти зювиты сходны с игнимбритами. Степень ударного метаморфизма во флюидальных зювитах проявлена больше, чем в нефлюидальных. Кроме того, в слагающих их обломках пород и минералов фиксируются следы воздействия очень высоких температур — большая степень оплавленности обломков пород фундамента, термическое разложение многих минералов этих пород и т. д. Контакт между красными флюидальными зювитами и подстилающими их серыми зювитами устанавливается в большинстве случаев четко.

Тагамиты образуют штокверкообразные тела мощностью 2—10 м, редко 20—30 м и более по оси керна. Это темно-серые лавоподобные породы с афанитовой структурой основной массы. Текстура их пузырчатая, часто миндалекаменная. Нередко наблюдается флюидальность. Верхние части тел обычно более пористые, чем нижние и, кроме того, содержат меньше обломков пород фундамента и их минералов. В миндалинах и по трещинам развиты цеолиты, представленные эрионитом и гейланитом, а также анальцим, пирит и другие гидротермальные минералы. В обломках пород и минералов часто наблюдаются различные проявления ударного метаморфизма и плавления.

Взрывные брекчии и тагамиты существенно изменены гидротермальными процессами, а верхняя часть аллогенных брекчий превращена в глинистую и глинисто-дресвянистую кору выветривания.

Проведенное нами целенаправленное изучение взрывных брекчий и тагамитов Западной структуры позволило установить в них широкое развитие гидротермальных минералов и наличие зональности в их распределении, тесно связанной с глубиной залегания, составом и структурно-текстурными особенностями пород. По характеру минерализации выделяются две зоны: а) низкотемпературной пропилитизации (нижняя) и б) фельдшпатизации, цеолитизации и аргиллитизации (верхняя). Мощность первой зоны в наиболее глубокой части структуры достигает 200—250 м, второй — около 60 м. Из гидротермальных минералов обнаружены пирит, марказит, сфалерит, халькопирит, галенит, миллерит, виоларит, висмутин, хедлеййт, верлит, цумоит, жозеит В, волынскит, самородный висмут, адуляр, анальцим, цеолиты (эрионит, бомонтит), кальцит, сидерит, бисмутит, барит, монтмориллонит, хлорит и др. Наиболее характерными минералами зоны низкотемпературной пропилитизации являются пирит, кальцит, хлорит, монтмориллонит, цеолиты, анальцим и барит, а зоны фельдшпатизации — адуляр, монтмориллонит, сидерит, барит и цеолиты.

Наличие среди гидротермальных минералов самородного висмута, а также других минералов, содержащих в повышенных количествах или в виде примесей не характерные для бердичевских гранитоидов Bi, Hg, Sb, Se и Te, свидетельствует о привносе этих элементов в результате наложенных процессов платформенной активизации. Судя по небольшим масштабам минерализации, привнос был в целом незначительным.

Изучение кристалломорфологии, состава и свойств гидротермальных минералов показывает возрастание температуры минералообразования в направлении к более глубоким частям структуры, что не согласуется с представлениями сторонников импактогенеза о формировании гидротермальной минерализации во взрывных структурах, подобных описанной, при воздействии просачивающихся поверхностных вод на неостывшие импактные породы. Особенности распространения, состава и свойств гидротермальных минералов находят более строгое объяснение, если связывать их образование с гидротермами эндогенного происхождения. В пользу этого свидетельствует также распределение ртути в породах структуры.

Известно, что самородная ртуть возгоняется при температуре 120—140 °С, сульфидная (киноварная) — при 280—350 °С, ртуть, находящаяся в минералах в изоморфной форме, — при 500—700 °С. Другими словами, температурные условия формирования взрывных брекчий и тагамитов весьма неблагоприятны для сохранения в них ртути.

По валовым пробам брекчий и тагамитов из различных скважин (опробование велось преимущественно одно- и двухметровыми интервалами) было проведено около 300 определений содержания ртути в основных разновидностях пород по отдельным скважинам и по структуре в целом. Содержание ртути в пробах фиксируется постоянно и составляет (%): в аутигенных брекчиях (0,4—0,3) ×

$\times 10^{-5}$ (среднее $1,99 \cdot 10^{-5}$); в литоидных аллогенных брекчиях ($1,2 - 4,2 \cdot 10^{-5}$ (среднее $2,4 \cdot 10^{-5}$); в нефлюидальных зювитах серого цвета ($0,9 - 4,7 \cdot 10^{-5}$ (среднее $1,88 \cdot 10^{-5}$); во флюидальных зювитах красного цвета — ($1,0 - 3,8 \cdot 10^{-5}$ (среднее $2,12 \cdot 10^{-5}$); в тагамитах ($0,7 - 3,6 \cdot 10^{-5}$ (среднее $0,95 \cdot 10^{-5}$). Из результатов анализов следует, что красные флюидальные зювиты по сравнению с нефлюидальными зювитами и аллогенные брекчию по сравнению с аутигенными несколько обогащены ртутью. В том и другом случае содержание ее выше в тех породах, которые испытали большую степень ударного и пирометаморфизма; т. е. характер распределения ртути прямо противоположен теоретическим представлениям об испарении легколетучих элементов в ходе импактных процессов. В то же время наблюдается некоторое повышение концентрации ртути в наиболее пористых и сильно измененных гидротермальными процессами разновидностях пород. В них же иногда отмечаются гидротермальные минералы с высоким содержанием ртути: стистант (SnSb), содержащий 1,0 % Hg, самородное олово — 14,5 %, станнит меди (Cu_6Sn_5) — 2,9 %. Таким образом, ртутная минерализация является очевидно, наложенной и имеет гидротермальное происхождение.

Как отмечалось выше, выполняющие Западную структуру брекчи и тагамиты сформировались в значительной степени за счет продуктов дробления и плавления местных пород — гранитов и мигматитов цокольного комплекса и в меньшей мере различных по составу гнейсов и других пород, поэтому естественно ожидать, что эти породы будут если не полностью тождественны, то очень близки между собой по химическому составу и геохимическим особенностям.

С целью выяснения закономерностей изменения химизма взрывных пород и распределения в них элементов-примесей было выполнено более 160 химических и около 900 спектральных анализов частных и валовых (по одно-двухметровым интервалам) проб и проведена статистическая обработка их. Усредненные содержания основных пордообразующих компонентов и микроэлементов по разновидностям пород приведены соответственно в табл. 7, 8 и 9. Анализ этих данных позволяет сделать следующие общие выводы.

1. По валовому химическому составу и петрохимическим особенностям зювиты и тагамиты в целом обладают определенным сходством с гранитами и мигматитами цокольного комплекса. Вместе с тем в направлении от гранитов к зювитам и тагамитам происходит закономерное уменьшение среднего содержания SiO_2 от 66,3 до 57,35 %, Na_2O от 3,3 до 1,5—1,6 %, K_2O от 3,2 до 2,8 % и FeO от 3,9—4,3 до 2,2—2,7 %, а также некоторое увеличение среднего содержания MgO от 1,9 до 3,3 %. Величина отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в этом направлении изменяется от 0,95 до 1,7—2,0.

2. Намечаются некоторые закономерности изменения состава продуктов кристаллизации расплавов в породах в зависимости от их фациальной принадлежности. От серых и сиреневых стекол из флюидальных зювитов до темно-зеленых из нефлюидальных через

Таблица 7

Среднее содержание основных пордообразующих компонентов
в породах Западной структуры (в %)

Компоненты	Граниты шокольного комплекса	Граниты из аллогенной брек- чи		Тагамиты		Зюбиты	
		\bar{x} (19)	s	\bar{x} (47)	s	\bar{x} (94)	s
SiO ₂	66,32	63,00	3,65	57,35	2,93	60,95	2,57
TiO ₂	0,47	0,60	0,15	0,47	0,14	0,65	0,17
Al ₂ O ₃	15,82	16,26	1,00	16,62	0,76	15,01	1,60
Fe ₂ O ₃	1,54	0,88	0,59	3,00	0,77	3,02	1,92
FeO	3,90	4,29	1,38	2,23	0,66	2,75	1,72
MnO	0,05	0,04	0,02	0,03	0,01	0,04	0,03
MgO	1,94	2,58	0,75	3,26	0,66	2,31	0,75
CaO	2,20	2,44	0,87	2,42	0,56	1,68	0,35
K ₂ O	3,32	2,66	0,78	1,63	0,67	1,50	0,63
Na ₂ O	3,14	3,24	1,07	2,80	1,33	3,10	0,86
CO ₂	0,42	0,42	0,68	0,34	0,65	0,30	0,33
H ₂ O	0,21	1,13	1,39	5,08	2,09	4,47	2,20
П. п. п.	0,98	1,90	1,28	4,66	1,56	3,56	1,17
P ₂ O ₅	0,11	0,19	0,12	0,07	0,05	0,16	0,07

Примечание. Цифры в скобках — число анализов. Анализы выполнены в ИГФМ АН УССР.

Таблица 8

Химический состав стекол из флюидальных (1—4)
и нефлюидальных (5—9) зюбитов (в %)

Компонен- ты	1	2	3	4	Сред- нее (1—4)	5	6	7	8	9	Сред- нее (5—9)
SiO ₂	64,22	66,69	61,97	66,79	64,92	60,42	53,66	60,60	61,87	59,57	59,22
TiO ₂	0,76	0,69	0,76	0,76	0,74	0,84	1,10	0,55	0,63	0,66	0,76
Al ₂ O ₃	17,43	15,40	15,25	16,51	16,15	17,95	15,94	15,70	15,86	16,76	16,44
Fe ₂ O ₃	2,01	1,32	2,62	2,16	2,03	3,67	7,49	5,22	4,21	4,27	4,97
FeO	1,94	1,22	3,55	0,29	1,75	2,39	4,93	2,80	2,36	2,50	3,00
MnO	0,12	0,07	0,08	0,02	0,07	0,06	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04
MgO	1,18	2,28	1,26	1,20	1,48	3,36	4,99	4,79	4,49	4,19	4,36
CaO	2,60	3,04	2,29	1,65	2,40	1,63	3,08	2,36	1,97	2,34	2,28
Na ₂ O	3,01	2,30	2,61	2,16	2,52	0,55	0,88	0,23	0,34	0,98	0,60
K ₂ O	4,07	4,09	4,26	5,34	4,44	1,19	1,22	0,68	0,90	2,40	1,29
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,05	0,02	0,04	0,07	0,49	0,15	0,06	0,09	0,17
S	0,11	0,10	0,03	0,02	0,05	0,10	0,01	0,10	0,13	0,08	0,08
П.п.п.	2,48	3,59	4,75	2,50	3,33	7,71	6,00	6,55	7,08	5,91	6,65
Сумма	99,99	100,85	96,46	99,42	99,92	99,94	99,89	99,76	99,93	99,99	99,86
H ₂ O	1,40	2,32	2,82	2,89	2,36	11,37	9,53	12,34	11,02	8,51	10,55
CO ₂	0,04	0,04	1,94	0,09	0,53	0,57	0,31	0,40	0,38	0,11	0,35
F	0,05	0,03	0,02	0,10	0,05	0,03	Не обн.	0,09	0,02	0,09	0,05

Примечание. Анализы 6—9 по данным Л. Г. Бернадской (ИГФМ АН УССР).

Таблица 9

Средние содержания элементов-примесей в породах Западной структуры (в %)

Элементы	Граниты из аутигенной и аллогенной брекчий (95 ан.)	Тагамиты (236 ан.)	Зювиты (553 ан.)
Ni	0,0032	0,0036	0,0034
Co	0,0026	0,0005	0,0007
V	0,0054	0,0055	0,0050
Cr	0,0086	0,0107	0,0271
Mo	0,0001	0,0002	0,0002
Zr	0,0069	0,0079	0,0215
Cu	0,0051	0,0084	0,0049
Pb	0,0027	0,0023	0,0016
Zn	0,0112	0,0138	0,0097
Ga	0,0014	0,0011	0,0013
Be	0,0002	0,0002	0,0002
Sc	0,0006	0,0009	0,0006
Y	0,0007	0,0008	0,0008
Yb	0,0001	0,0007	0,0001
Ba	0,0820	0,0874	0,0770
Sr	0,0155	0,0485	0,0094

Примечание. Анализы выполнены в ИГФМ АН УССР под руководством Л. А. Орловой.

тагамиты прослеживается повышение основности. При этом увеличивается содержание $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ от 3,8 до 8 % и MgO — от 1,5 до 4,4 % и уменьшается SiO_2 от 65 до 59 % и $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ от 7 до 3 %. По составу стёкла из флюидальных зювитов отвечают дакитам, нефлюидальных — андезитам — андезито-базальтам. Средний состав тагамитов близок к андезитам.

3. По составу и содержанию элементов-примесей зювиты и тагамиты в целом близки между собой и к вмещающим гранитоидам цокольного комплекса. Вместе с тем отмечается некоторое обогащение или обеднение отдельных типов пород теми или иными элементами. В частности, в тагамитах по сравнению с гранитами в 7 раз больше иттербия, в 3 раза стронция, в 2 раза молибдена, в 1,5 раза скандия и меди. Несколько больше содержат они также титана, циркония, хрома и бария. В зювитах по сравнению с гранитами и тагамитами содержание циркония выше в 4 раза, а хрома в 2—3 раза. Тагамиты заметно отличаются от гранитов более низким (в 5 раз) содержанием кобальта и в меньшей мере марганца, бария и гадолиния. Никель, который рассматривается рядом исследователей как показатель метеоритной контаминации импактных расплавов, не обнаруживает повышенных концентраций, хотя и проявляет некоторую тенденцию к накоплению в зювитах и тагамитах по сравнению с гранитами.

Детальное геохимическое изучение конкретных разрезов на всей площади структуры не выявило существенных неоднородностей в распределении отдельных элементов. Некоторое отклонение

от средних значений ряда элементов находит объяснение в особенностях состава пород и глубине их проработки гидротермальными и гипергенными процессами.

4. Имеющиеся геологические и минералогические данные не позволяют утверждительно говорить о наличии в породах Западной структуры реликтов метеоритного вещества. Вместе с тем отмечается привнос гидротермами таких элементов, как Hg, Sb, Bi, Te и других, что дает основание предполагать существование связи гидротерм с эндогенными процессами. Поэтому, несмотря на специфику морфологии и строения структуры, наличие в выполняющих ее породах признаков ударного метаморфизма и ударного плавления минералов, находки высокобарических образований, безоговорочно относить эту структуру к взрывным метеоритным кратерам преждевременно. То, что структура образована с участием взрывных процессов, не вызывает сомнений, однако природа последних требует дальнейшего изучения.

Возраст тагамитов, определенный Ф. И. Котловской (ИГФМ АН УССР) K-Ar методом, составил 105—125 млн. лет, что соответствует раннему мелу.

Болтышская структура

Болтышская структура расположена на северо-восточном склоне центральной части Украинского щита в 40 км севернее г. Кировограда. Она представляет собой изометричную с пологими склонами впадину в докембрийском фундаменте диаметром 20—25 км и глубиной свыше 1 км. В центральной ее части породы фундамента залегают на глубине 500 м, образуя в плане овальное поднятие диаметром до 4—5 км. В геофизических полях структуре отвечает замкнутый минимум силы тяжести.

Представление о строении Болтышской структуры дает геологический разрез (рис. 19). Он в известной степени схематичен, так как из большого числа скважин, пробуренных в пределах структуры, лишь скв. 11 475 полностью пересекла всю толщу пород. Глубокая часть структуры охарактеризована преимущественно по керну этой скважины.

В основании структуры залегают катаклизированные биотит-роговообманковые граниты и мигматиты кировоградского типа. Подчиненное развитие имеют аплитовидные граниты, граниты рапакиви и биотитовые гнейсы.

На катаклизированных породах фундамента залегают рыхлые литоидные (?) брекчии. В скв. 11 475 подняты лишь отдельные фрагменты этих брекчий (интервал 915—1060 м), однако распространение их прослежено бурением в прибрежных частях и на склонах впадины.

Выше литоидных брекчий в интервале 778—915 м наблюдается чередование тагамитов, витрокластических зюцитов и катаклизированных гранитов. Тагамиты образуют прожилки и несколько тел мощностью до 15—20 м. Морфология тел не выяснена. Возможно,

что встреченные в этом интервале породы представляют собой мегабрекчию катаклазированных пород цоколя, сцементированных тагамитами. Наличие зювитов в низах интервала отмечают А. А. Вальтер и В. А. Рябенко [3].

На мегабрекции залегают массивные тагамиты мощностью около 230 м. В них наблюдается переслаивание тагамитов с различной степенью раскристаллизации. Структура основной массы этих пород гемикристаллическая и кристаллическая. В верхней части разреза (интервал 552—602 м) тагамиты пористые, содержат большое количество округлых пор (пустоток), а также обломки ударно-метаморфизованных и переплавленных гранитоидов. Структура основной массы тагамитов криптокристаллическая, в нижней части интервала гемикристаллическая.

Материалы бурения показывают, что зювиты и тагамиты развиты в пределах Болтышской структуры в виде кольца вокруг локального поднятия (блока?) фундамента, расположенного в центре впадины. Относительно дна впадины поднятие возвышается на 450 м и выступает над поверхностью тагамитов на 30—40 м.

Тагамиты и гранитоиды центральной горки перекрыты мощной (до 500 м) толщей осадочных пород раннемелового (?), палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Среди меловых и палеогеновых отложений преобладают известковистые глины и алевриты с прослоями известняков, песчаников и горючих сланцев. В основании разреза отмечены обломки брекций и тагамитов, коли-

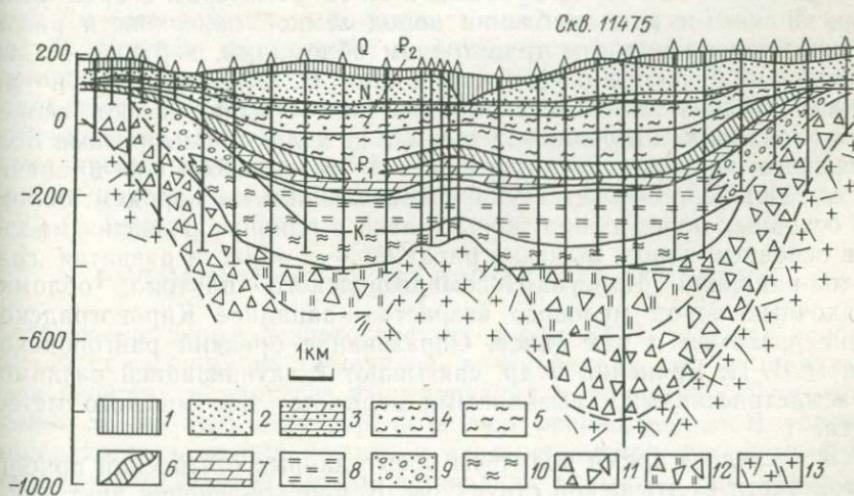


Рис. 19. Геологический разрез Болтышской структуры. По Ю. Ю. Юрку и др. [29]:

1 — суглинки, глины, пески; 2 — пески с прослойми глин и песчаников; 3 — мергели, пески кварцево-глауконитовые; 4 — глины, пески, углистые алевролиты; 5 — глины аргиллитоподобные слюдистые; 6 — сапропелиты с прослойми битуминозных глин; 7 — битуминозные глины с прослойми мергелистых глин; 8 — тонкослоистые пелиты с прослойми алевролитов; 9 — песок и дресва; 10 — алевриты, алевролиты и песчаники; 11 — аллюгенные взрывные брекции; 12 — тагамиты; 13 — катаклазированные граниты фундамента (аутогенные брекции)

чество и размер которых увеличиваются к периферии впадины. По данным Ю. Б. Басса и др., накопление осадков вплоть до среднего эоцена происходило в замкнутом водоеме с эндемичной фауной и флорой. А. А. Гойжевский с соавторами считают, что тонко-зернистые мелководные осадки отлагались в условиях очень медленного проседания впадины, так как в готовой глубокой депрессии (с учетом высоты кольцевого вала глубина депрессии могла достигать 1 км) накапливался бы в первую очередь грубообломочный материал.

Возраст тагамитов, определенный К-Аг методом, колеблется по данным разных авторов от 54 до 178 млн. лет [20], а по трекам деления урана — $96 - 105 \pm 10$ млн. лет.

Исследованиями последних лет за пределами Болтышской структуры на площади 100×80 км установлено развитие брекчий райгородской свиты. А. А. Вальтер и др. рассматривают их как закратерные выбросы Болтышского метеоритного кратера. Представлены эти брекчии рыхлым литоидным материалом, состоящим из обломков пород фундамента, минералов этих пород, реже стекол и обломков осадочных пород мелового возраста. Залегают они обычно в долинах древних рек и других понижениях рельефа фундамента. В районе с. Крымки среди кристаллических пород В. П. Брянским обнаружена маломощная дайка кластического материала. Местами брекчии райгородской свиты имеют двучленное строение (села Лебедовка, Райгород и др.). Нижний горизонт их сопоставляется Е. П. Гуровым и А. А. Вальтером с брекчиями, образованными при дроблении пород земной поверхности разлетающимися по пологим траекториям обломками, верхний — с аллогенными брекчиями. По материалам В. П. Брянского и др. можно предположить, что райгородские брекчии имеют скорее всего локальные источники питания, а не являются выбросами Болтышского кратера. Распределение и состав обломков в значительной степени соответствуют подстилающим им породам: обломки основных пород обнаружены только в районах развития массивов основных пород, обломки рапакиви — в области развития гранитов-рапакиви Корсунь-Новомиргородского plutона, обломки осадочных пород мелового возраста — западнее Кировоградской зоны разломов и так далее. Образование брекчий райгородской свиты В. П. Брянский и др. связывают с активизацией разломов и землетрясениями, вызванными взрывом Болтышского метеорита.

В последнее время получены новые данные о строении прибортовой части Болтышской структуры. В зоне сочленения внутреннего крыла кольцевого поднятия со склоном структуры по оси резкого перегиба фундамента выявлен ряд мелких (диаметром до 100 м) кольцевых структур, выполненных грубообломочной брекчией кристаллических пород с туфовым цементом. Мощность брекчий достигает 80 м. Залегают они на катаклизированных породах докембрийского фундамента. Сами брекчии и подстилающие их породы несут следы гидротермальной проработки.

Породы Болтышской структуры издавна привлекали внимание исследователей, однако только в связи с обнаружением в них признаков ударного метаморфизма и бурением глубокой скважины было предпринято систематическое изучение их петрографии, минералогии и геохимии. Различные аспекты изучения вещественного состава этих образований достаточно полно освещены во многих работах [3, 5, 20, 25], поэтому ниже рассмотрены лишь некоторые особенности химизма тагамитов на примере скв. 11475.

В табл. 10 приведены результаты химических анализов поинтервальных проб тагамитов и подстилающих их гранитов кировоградского типа. Для анализов отквартовывались навески из восьми-десятникилограммовых проб пород после их дробления и перемешивания. Исследования показали, что в пределах основного тела тагамитов (интервал 557—778 м) в направлении снизу вверх от массивных разностей пород к пузыристым происходит увеличение кремнекислотности и общей щелочности. В том же направлении увеличивается содержание Fe_2O_3 и K_2O и уменьшается содержание FeO и Na_2O . Соответственно возрастают отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. По составу тагамиты отвечают большей частью дацитам, а в верхах разреза — риодацитам. По сравнению с кировоградскими гранитами они содержат немного больше Al_2O_3 (14,1—14,8 против 13,6 %), MgO (1,2—3,3 против 0,8 %), CaO (2,0—2,5 против 1,6 %) и Na_2O (2,9—3,2 против 2,8 %) и меньше $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (3,2—3,6 против 5 %) и K_2O (2,5—4,0 против 4,9 %). Значительно большее сходство тагамиты проявляют со средним составом пород цокольного комплекса (см. табл. 10, анализ 7). Средние содержания основных пордообразующих компонентов в них приблизительно равны. Можно отметить лишь некоторое обогащение тагамитов SiO_2 и обеднение щелочами. По микрокомпонентному составу (табл. 11) отличия сводятся в основном к увеличению содержания Ni и Cr в тагамитах по сравнению с породами цоколя (в 1,5 раза) и уменьшению Zr , Nb , Y (в 1,5 раза) и Yb (в 3 раза).

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ВЗРЫВНЫХ СТРУКТУР

Изучение вещественного состава пород ВКС, а также особенностей слагающих их минералов, возникающих или изменяющих свои свойства в процессе формирования и последующей геологической жизни этих структур, позволяет реконструировать условия минералогенеза в них, судить о динамике изменения параметров минералообразующей среды, источниках вещества для новообразованных фаз и т. д. Для этих целей используются в основном кварц, полевые шпаты, биотит и другие пордообразующие минералы, модификации кремнезёма и углерода. Весьма ценную генетическую информацию несут также рудные минералы, однако в породах взрывных структур они оставались до последнего времени практически не изученными. В литературе имеются лишь отрывочные сведения о гидротермальной минерализации Ильинец-

Содержание основных пордообразующих компонентов (в %)

№ п/п	Название породы	Интервал за- легания, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
1	Тагамит пузыристый	557—595	68,65	0,39	14,81
2	Тагамит массивный	595—640	69,75	0,72	14,42
3	Тагамит массивный	640—690	68,02	0,86	14,42
4	Тагамит массивный	690—736	67,60	0,39	14,67
5	Тагамит массивный	736—778	67,41	0,51	14,60
6	Гранит кировоградского типа	1060—1135	69,19	0,43	13,61
7	Гранитоиды щокольного комплекса		67,3	0,5	14,7

Примечание: Анализы 1—6 выполнены О. А. Лавровой, 7 — средний состав по

кой и Терновской структур и упоминания о находках стеклянных и магнитных шариков в районе Болтышской структуры, которые рассматриваются отдельными исследователями в качестве остатков метеоритного вещества.

Проведенное нами целенаправленное изучение минералогии пород взрывных структур, главным образом Украины, показало, что одной из наиболее характерных для них является ассоциация минералов, образующих своеобразные закаленные металлические, полиминеральные и стеклянные частицы. Эти частицы встречаются в основном в зюйитах и изредка в тагамитах, а также образуют обширные ореолы рассеяния в осадочных породах вблизи взрывных структур. Наиболее представительная коллекция таких частиц была собрана из зюйитов Ильинецкой и Западной структур. Аналогичные частицы обнаружены нами на территории Украины также в породах, связанных своим происхождением с платформенным вулканизмом, — щелочных сиенитах рифей-нижнепалеозойских даек центральной части Украинского щита и в девонских эруптивных брекчиях из зоны сочленения Приазовского массива с Донбассом. Кроме того, их наличие зафиксировано в породах Карской взрывной структуры, в кимберлитовых брекчиях трубки Удачная-Западная, некоторых других кимберлитовых трубках и в осадочных породах ряда районов Украины и РСФСР.

Дайка сиенитов вскрыта скважиной севернее г. Кировограда в пределах Знаменско-Устиновского дайкового поля на глубине 1378—1381 м среди гранитоидов архей-раннепротерозойского возраста. Сиенит представляет собой плотную породу с порфировой, а в краевых частях дайки с афиевой структурой. Порфировые вкрапленники сложены калиевым полевым шпатом. Основная масса породы микролитовая или мелкозернистая, преимущественно

в породах Болтышской структуры (по скв. 11475)

FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	K ₂ O/Na ₂ O
0,43	2,76	0,02	1,27	2,21	2,92	4,00	1,4
0,72	2,54	0,03	1,21	2,04	2,92	4,00	1,4
0,86	2,68	0,05	3,30	1,95	3,00	2,70	0,9
2,30	1,10	0,04	1,14	2,24	3,18	3,00	0,9
2,44	1,15	0,06	1,27	2,57	3,18	2,45	0,8
3,50	1,51	0,06	0,82	1,60	2,77	4,93	1,8
2,7	1,4	0,1	1,5	2,4	3,2	4,3	1,3

данным В. Л. Масайтиса.

калишпатового и роговообманкового состава, на отдельных участках отмечается слабо раскристаллизованное стекло.

Эруптивные брекчии из зоны сочленения Приазовского массива с Донбассом образуют сложное грибообразное тело, приуроченное к Волновахской зоне глубинных разломов. Вмещающими для них являются осадочные породы среднего девона — гравелиты, песчаники, известняки и глинистые сланцы николаевской свиты. Перекрываются брекчии верхнедевонскими эфузивами — базальтами, андезито-базальтами, пикрит-базальтами и другими породами антон-тарамской свиты, а на отдельных участках — песчано-глинистыми отложениями неогенового и четвертичного возраста. Брекчии состоят из мелких обломков сильно измененных ультраосновных, основных и кислых пород, а также различных по крупности обломков известняков, песчаников и сланцев николаевской свиты, сцепленных магматическим субстратом щелочно-ультраосновного состава. В брекчиях встречены зерна пиропа, пикроильменита, хромшпинелидов и других минералов, характерных для глубинных ультраосновных пород.

Трубка Удачная-Западная находится в пределах Далдынского поля Якутской кимберлитовой провинции. Ее геологическое строение и особенности вещественного состава хорошо известны по многочисленным публикациям.

В пределах Ильинецкой структуры частицы для изучения отбирались из зюйитов, вскрытых карьером у с. Луговая, в Карской — из обнажений районов рек Кары и Анороги и керна скважин, пробуренных в различных частях структуры, в остальных случаях — из протолочных проб керна скважин¹. Опробование пород прово-

¹ Пробы из кимберлитов трубки Удачная-Западная предоставлены для изучения В. К. Маршицевым (ИГ ЯФ СО АН СССР).

Таблица 11

Среднее содержание элементов-примесей в породах
Болтышской структуры (в %)

Элементы	Тагамиты		Гранитоиды цоколя	
	\bar{x} (167)	s	\bar{x} (85)	s
Ni	0,0025	0,0013	0,0016	0,0013
Co	0,0003	0,0001	0,0003	0,0003
V	0,0015	0,0006	0,0016	0,0019
Cr	0,0035	0,0020	0,0022	0,0021
Zr	0,0096	0,0034	0,0158	0,0134
Nb	0,0006	0,0003	0,0010	0,0007
Cu	0,0017	0,0008	0,019	0,0015
Pb	0,0021	0,0008	0,0023	0,0012
Ga	0,0018	0,0012	0,0020	0,0010
Be	0,0001	0,0001	0,0002	0,0001
Sc	0,0004	0,0001	0,0005	0,0003
Y	0,0017	0,0077	0,0029	0,0032
Yb	0,0001	0,0001	0,0003	0,0003
Ba	0,0773	0,0270	0,0685	0,0379
Sr	0,0176	0,0112	0,0020	0,0186
Li	0,0015	0,0013	0,0168	0,0010
Rb	0,0077	0,0025	0,0116	0,0067
Cs	—	—	0,0001	0,0001

Примечание. Цифры в скобках — число анализов. Данные В. И. Долговой (ИГФМ АН УССР).

дилось различными геологическими организациями Советского Союза и в различных районах, в том числе значительно удаленных от промышленных объектов. Условия опробования исключали заражение проб техногенными частицами. Для дайки сиенитов центральной части Украинского щита, эруптивных брекчий Приазовья и кимберлитов Якутии, поскольку они обнаруживают явное обогащение указанными частицами, вероятно, можно исключить также метеоритное происхождение последних.

Ниже приведены результаты изучения морфологии, состава и свойств закаленных частиц из пород взрывных структур, генезис которых проблематичен, и пород упомянутых магматических тел, эндогенное происхождение которых не вызывает сомнений. Сопоставление частиц из тех и других пород преследует цель получения вещественных данных, прямо или косвенно связанных с происхождением взрывных структур.

Во всех изученных породах закаленные частицы образуют самостоятельную ассоциацию, среди которой выделяются следующие типы (рис. 20).

1. Магнитные пластинки и сферулы, сложенные самородным железом, иоцитом, магнетитом и гематитом.
2. Слабомагнитные шлаковидные, реже шарообразные частицы, представленные стеклом, содержащим скелетные кристаллы и

дendриты армоколита, ильменита, иоцита и шпинелидов, и шаровидные выделения самородного железа.

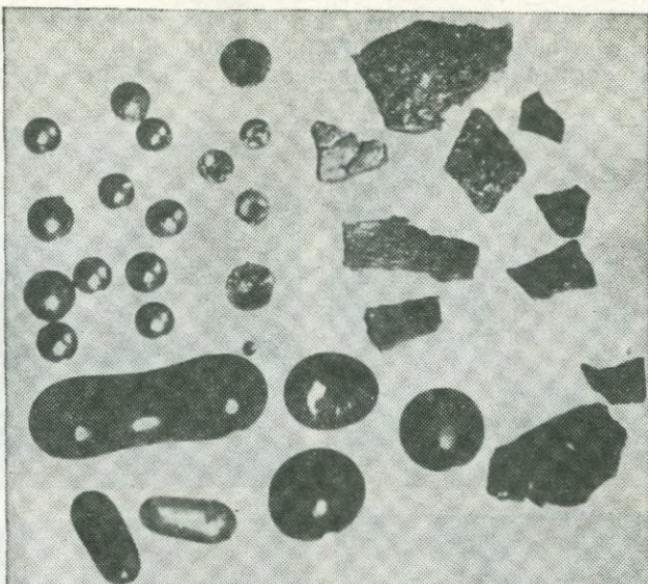


Рис. 20. Закаленные частицы из пород взрывных структур Украины. Вверху — магнетит-иоцитовые сферулы и пластинки, внизу — стеклянные сферулы и шлаковидные частицы

3. Немагнитные прозрачные сферулы, состоящие из гомогенного стекла, изредка с включениями рудных минералов.

Кроме того, встречаются частицы более сложного состава.

МАГНИТНЫЕ ПЛАСТИНКИ

Магнитные пластинки — неправильной формы уплощенные частицы черного или чугунно-серого цвета, длиной до 2—3 мм и толщиной в несколько десятых долей миллиметра (см. рис. 20). Поверхность их обычно ровная, реже с округлыми или полигональными выступами, иногда несет следы прикрепления к субстрату: бугорки, ямки, бороздки и т. д.

Исследование поверхности и сколов частиц на сканирующем электронном микроскопе показало, что магнитные пластинки имеют поликристаллическое строение. Поверхность их и стенки пустоток внутри частиц сложены гранями мельчайших скелетных кристаллов. Внутренняя часть пластинок образована минеральными зернами в виде неправильных многогранников. Все частицы пористые. Поры независимо от размеров характеризуются округлыми очертаниями. Относительно крупные поры располагаются в пределах пластинок хаотически, мелкие — как правило, на поверхности

минеральных зерен (рис. 21). Округлая форма пор — одно из свидетельств кристаллизации частиц из расплава.

По минеральному составу среди магнитных пластинок выделяются существенно иоцитовые, в которых скелетные кристаллы представлены иоцитом и частично замещающим его магнетитом, и магнетит-иоцитовые, доля магнетита в которых более значи-

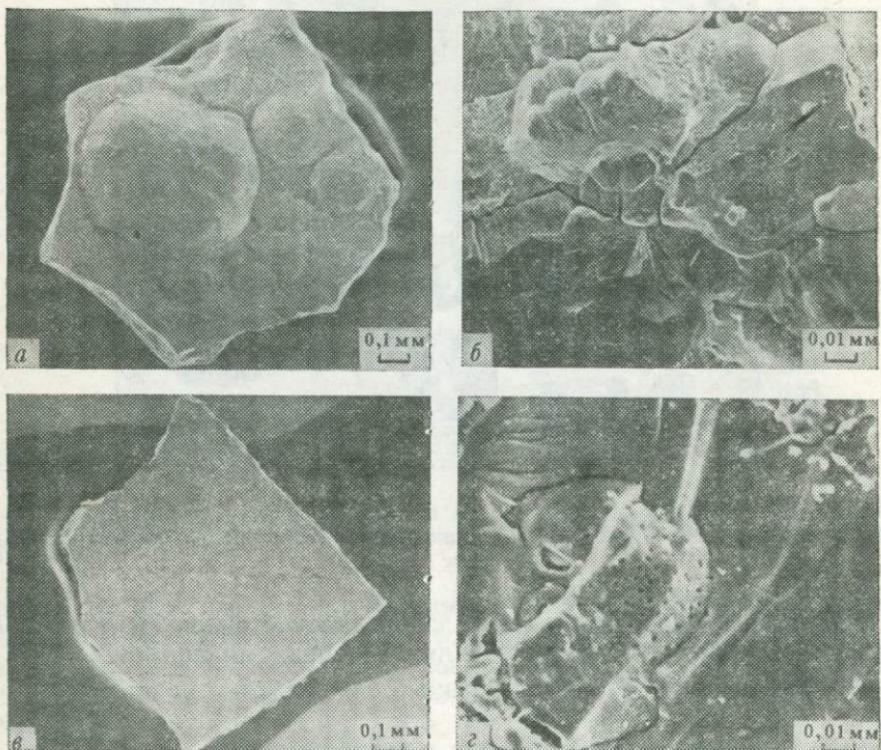


Рис. 21. Магнитные пластинки. Слева — внешний вид. Справа — поперечный скол:

а—б — пластинка с округлыми выступами на поверхности. Ильинецкая структура; в, г — пластинка с ровной поверхностью. Дайка сиенитов Знаменско-Устиновского дайкового поля

тельна. Первые иногда содержат микроскопические (единицы микрон и менее) шаровидные выделения самородного железа. Замещение иоцита магнетитом происходит в основном по периферии микрокристаллов. В свою очередь магнетит замещается гематитом. Последний развивается вокруг газовых пустоток и вдоль поверхности частиц. В составе пластинок присутствует небольшое количество силикатной фазы. Взаимоотношение ее с вмещающимирудными минералами ликвационное.

Иоцит выглядит в отраженном свете коричневато-серым и более темным, чем магнетит. Эта разница становится более отчетливой в иммерсионном масле. В скрещенных поляризаторах минералы

проявляют аномальную анизотропию. Диагностика их проводилась на основании оптических свойств, магнитности и парагенезиса и подтверждена рентгеноструктурными исследованиями.

По структурным особенностям пластинок и взаимоотношениям слагающих их минералов прослеживаются первоначальная кристаллизация их из расплава в виде иоцита (иногда совместно с самородным железом) и последующее высокотемпературное окисление, прошедшее в различной степени, до магнетита и затем до гематита.

Химический состав магнитных пластинок изучался на рентгеноиском микроанализаторе МАР-1 (аналитик Л. Г. Самойлович, ИГФМ АН УССР). В проанализированных частицах из зиовитов Ильинецкой и Западной структур и из эруптивных брекчий зоны сочленения Приазовского массива с Донбассом в заметных количествах установлен лишь марганец (0,2—0,5 %). Никель, кобальт, титан, хром и другие элементы в пределах чувствительности метода не обнаружены.

Магнитные пластинки, подобные изученным, известны в районе тунгусской катастрофы. К. П. Флоренский и др. в 1968 г. предполагали их космогенное происхождение.

МАГНИТНЫЕ СФЕРУЛЫ

Магнитные сферулы распространены шире, чем пластинки. Морфологически среди них различаются шарики, «колбочки», частицы каплевидной, гроздевидной и более сложной формы размером до 1 мм. Сложены они самородным железом и продуктами его высокотемпературного окисления — иоцитом и магнетитом. По минеральному составу можно выделить три типа частиц.

1. Сферулы самородного железа (рис. 22, а, б). Вследствие вторичного окисления они обычно покрыты ржавчиной, реже чистые, имеют желтовато-серый цвет и металлический блеск. Поверхность их однородная, гладкая. Характерной чертой этих сферул является наличие внутри них шаровидных включений (эмulsionная вкрапленность), сложенных скелетными микролитами иоцита и стеклом (?), выполняющим интерстиции между ними. Нередко внутри включений находятся газовые пузырьки. Окисление железа до иоцита происходило, очевидно, в жидким состоянии под влиянием газообразных компонентов среды. При структурном травлении сферул спиртовым раствором йода выявляется микрокристаллическое строение их. В некоторых из них обнаружены игольчатые и червеобразные участки, не поддающиеся травлению. Судя по величине отражения, близкой к самородному железу, относительно высокой твердости и отсутствию значительных количеств элементов-примесей, фиксируемых качественными электронно-зондовыми исследованиями, эти микроучастки сложены когенитом. Самородное железо, по данным рентгеноструктурного анализа, принадлежит к α -Fe.

2. Сферулы зонально-концентрического строения, состоящие из шаровидного ядра, аналогичного описанным выше сферулам самородного железа, и оболочки, сложенной иоцитом (рис. 22, в) или

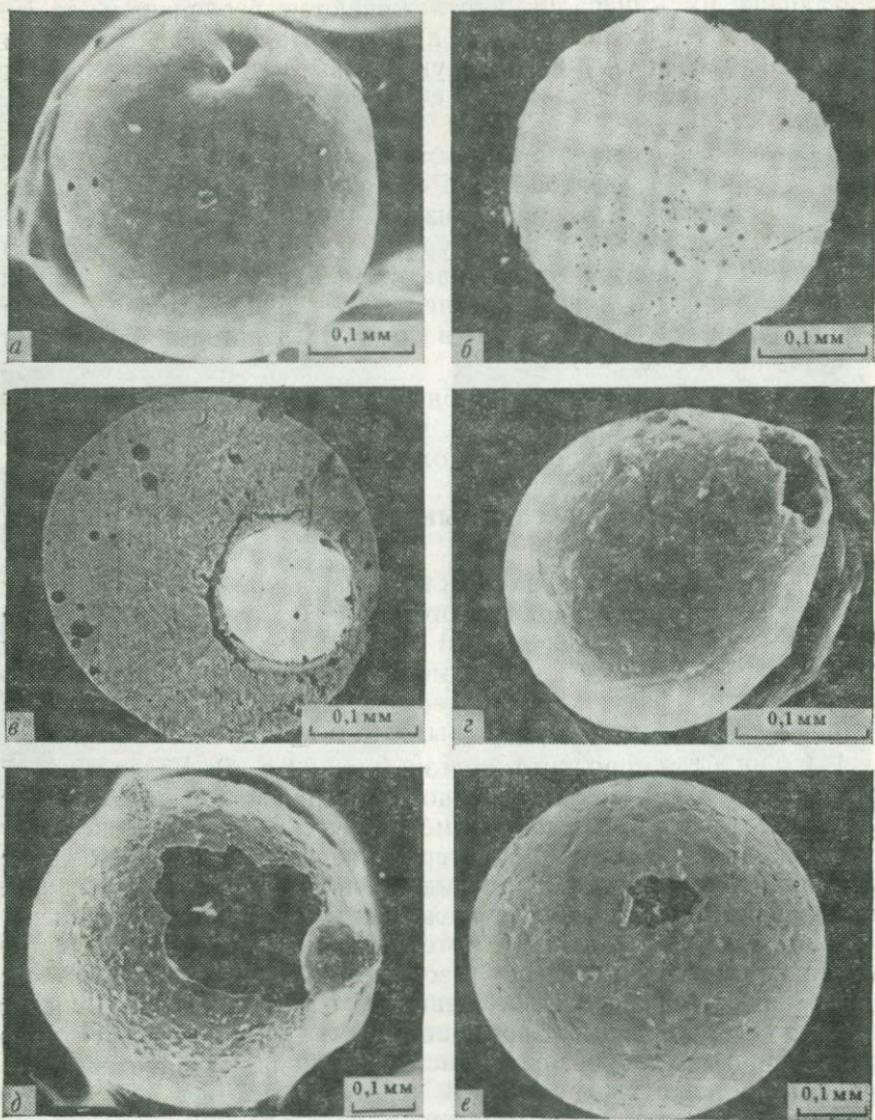


Рис. 22. Магнитные сферулы различного минерального состава:

а, б — сферула самородного железа (а — общий вид, б — срез, видны мелкие шаровидные включения иоцита), эруптивные брекции Приазовья; в — срез сферулы зонально-концентрического строения: ядро — самородное железо, оболочка — иоцит, Ильинецкая структура; г — иоцитовая сферула с открытой полостью, Западная структура; д — магнетит — иоцитовая сферула с открытой полостью, трубка Удачная-Западная; е — магнетитовая сферула с открытой полостью, Ильинецкая структура

иоцитом в сростках с магнетитом, реже ядра окружены стеклом, содержащим скелетные кристаллы иоцита и (или) шпинелидов.

3. Сферулы, сложенные только окислами железа. По составу среди них выделяются иоцитовые, магнетит-иоцитовые и магнетитовые разновидности, отличающиеся внешне по характеру поверхности (рис. 22, г, д, е) и интенсивности блеска. Иоцитовые по сравнению с магнетитовыми выглядят более гладкими и блестящими. Электронно-микроскопическое изучение магнетитовых сферул показало, что поверхность их образована гранями кристаллов скелетного строения (рис. 23). Большинство сферул полые внутри или насыщены множеством округлых пор. В одних случаях полости закрыты, в других — открыты. Иногда выход полости на поверхность имеет вид кратера с рваными загнутыми краями, что свидетельствует о резком прорыве газового пузырька наружу. Вокруг газовых полостей и вдоль поверхности сферул магнетит частично замещен тонкими субрадиальными пластинками гематита. По оптическим свойствам иоцит и магнетит сходны с аналогичными минералами магнитных пластинок, в частности, проявляют аномальную анизотропию.

В зависимости от степени окисленности железа изученные магнитные сферулы можно расположить в такой закономерный ряд: самородное железо + иоцит → самородное железо + иоцит + магнетит (\pm гематит) → иоцит + магнетит + гематит → магнетит + гематит.

Химический состав минералов, слагающих сферулы, изучался с помощью рентгеновского микроанализатора JXA-5 (Г. В. Легкова, ИГФМ АН УССР).

Для самородного железа из зювитов Ильинецкой и Западной структур характерно очень низкое содержание никеля (<0,1 %), кобальта (0,1 %) и других элементов-примесей (табл. 12). Это же характерно и для сферул самородного железа из других структур.

Иоцит, образующий включения в сферулах самородного железа и оболочки вокруг них, заметно обогащен марганцем, содержание которого достигает 3,6 % (табл. 13, обр. 131/3). Кроме того, в нем установлены примеси титана, хрома, алюминия и кобальта. Никель в иоците не обнаружен. Анализ данных о составе и содержании элементов-примесей в самородном железе и ассоциирующем с ним иоците позволяет говорить о их фракционировании: в сферулах элементы с большим сродством к кислороду, чем железо (Ti, Mn, Al, Cr), обогащают окисную фазу, а с меньшим (Ni, Co) — металлическую.

Наиболее сложный состав имеют минералы из группы шпинели, скелетные кристаллы которых встречаются наряду с иоцитом в стеклянных оболочках вокруг сферул самородного железа. Размеры выделений этих минералов обычно не превышают диаметра электронного зонда, поэтому провести количественный анализ их состава удается очень редко. Один из таких проанализированных образцов (см. табл. 12, обр. 131/4, Ильинецкая структура) отвечает по составу члену ряда магнезиально-марганцовистых уль-

вошпинели — герцинита. Стекло, вмещающее этот минерал, имеет следующий состав (в %): SiO_2 — 37,0; MnO — 14,6; FeO — 23,2; TiO_2 — 14,4; CaO — 2,8; Al_2O_3 — 1,8; MgO — 1,2; K_2O — 3,3; Na_2O — 2,8.

Среди элементов-примесей в магнетитовых и магнетит-иоцитовых шариках преобладает марганец ($\text{MnO}=0,1—0,4\%$). Другие

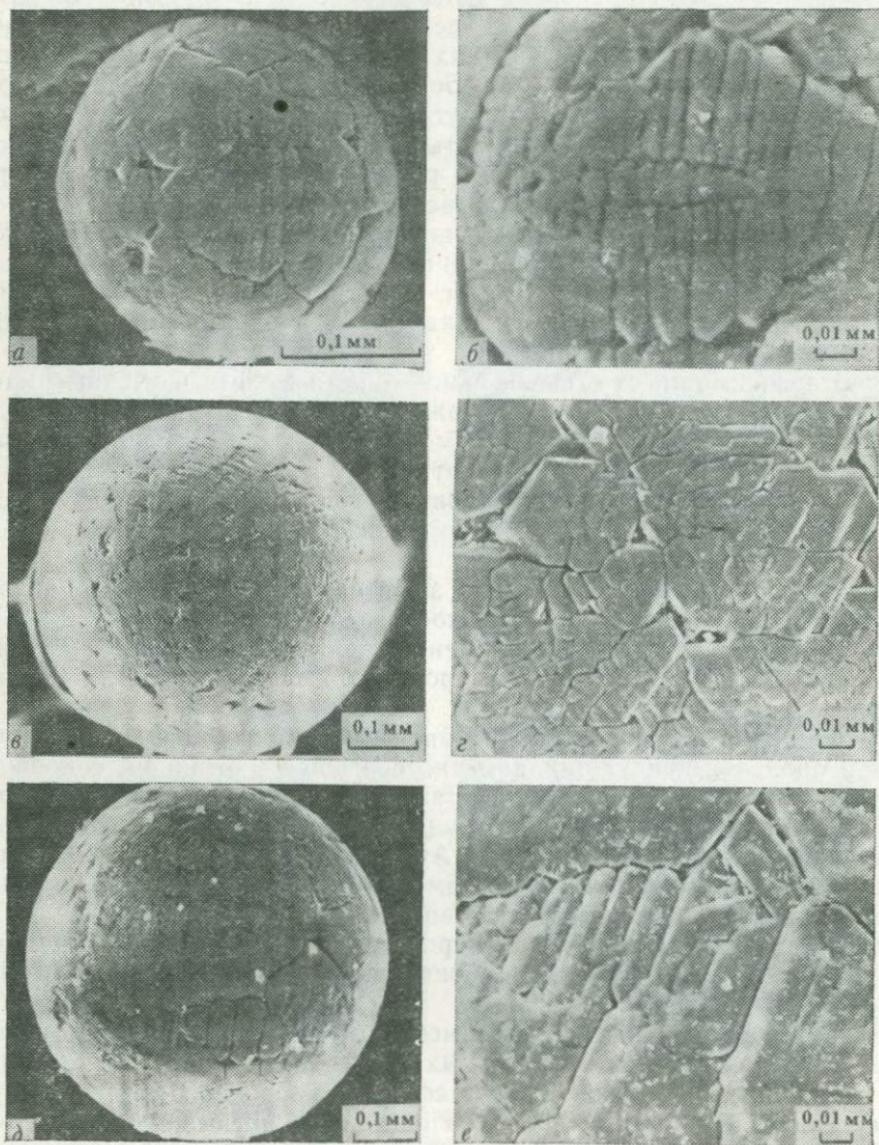


Рис. 23. Магнетитовые сферулы:

слева — общий вид; справа — деталь поверхности. *a, б* — Западная структура, *в, г* — Ильинецкая структура, *д, е* — трубка Учачная-Западная

Таблица 12

**Химический состав шариков самородного железа из зювитов
Ильинецкой (1—4) и Западной (5) структур (в %)**

Элементы	1	2	3	4	5
	обр. 131/3	обр. 131/4	обр. 178/1	обр. 178/2	обр. 67/3
FeO	99,3	99,5	98,7	98,7	99,9
Ni	0,03	0,08	Не обн.	0,04	0,1
CO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,1
Mn	0,04	0,08	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Ti	0,02	0,09	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Si	Не обн.	Не обн.	0,20	0,20	Не обн.
Сумма	99,49	99,85	99,00	99,04	100,1

Примечание. Анализы выполнены Г. В. Легковой (ИГФМ АН УССР) на приборе JXA-5.

элементы в пределах чувствительности электронно-зондового метода не обнаружены.

Описанные сферулы имеют много общих черт с магнитными пластинками. Это прежде всего однотипность слагающих их минералов и близость состава и свойств этих минералов. Иоцит и магнетит и в сферулах, и в пластинках аномально анизотропны, содержат мало элементов-примесей, кристаллизуются в виде агрегатов скелетных и дендритных микрокристаллов и т. д. Образование сферул и пластинок происходило, очевидно, в результате од-

Таблица 13

Химический состав иоцита магнитных сферул зонально-концентрического строения из зювитов Ильинецкой структуры (в %)

Компоненты	1	2	3	4
	обр. 131/3	обр. 131/3	обр. 178/1	обр. 178/2
FeO	89,4	90,0	93,9	94,2
TiO ₂	0,62	1,0	Не обн.	0,68
MnO	3,6	2,9	0,17	0,51
Al ₂ O ₃	0,10	0,20	Не обн.	Не обн.
Cr ₂ O ₃	0,31	0,26	Не опр.	Не опр.
CoO	0,06	0,06	0,10	0,06
SiO ₂	3,1	3,0	0,90	0,41
Сумма	97,19	97,42	95,07	95,86

Примечание. Никель и магний не обнаружены. 1 — шаровидное включение в самородном железе; 2—4 — оболочка вокруг ядра самородного железа.

них и тех же процессов и в близкой физико-химической обстановке.

Существование в природе магнитных сферул, сходных с изученными, не редкость. Их наличие отмечалось в различных по составу осадочных и магматических горных породах, глубоководных морских осадках, гренландском и антарктическом льдах, в тектитах, местах падений метеоритов и других космических тел.

Возникновение окисных магнетит-иоцитовых и шпинелевых оболочек вокруг шариков самородного железа, как показал А. В. Округин на примере аналогичных образований из траппов Сибирской платформы, является закономерным следствием процесса окисления жидкого железа. Подобные структуры могут появляться, вероятно, во всех случаях, когда этот процесс имеет место: при окислении жидкого железа в магме, выбросах капелек железа в атмосферу при вулканической или индустриальной деятельности, при абляции метеоритов и т. д.

Наличие шаровидных выделений обогащенного марганцем иоцита в сферулах самородного железа можно объяснить, исходя из результатов экспериментальных исследований системы Fe—Mn—O. Как известно, твердый раствор (Fe, Mn) O — мангано-вюстит возникает при низкой фугитивности кислорода. Температура ликвидуса и солидуса этой фазы выше, чем у вюстита (FeO), и возрастает от 1370 °C для FeO до почти 1800 °C для MnO. Если содержание марганца в жидком железе низкое, то мангано-вюстит выделяется из него при охлаждении системы до температуры ниже указанных пределов, имея шаровидную форму, если высокое — в виде кристаллов. Наблюдаемые взаимоотношения минералов в изученных нами металлических сферулах отражают течение первого процесса. Аналогичные взаимоотношения будут, вероятно, возникать и в других природных объектах, когда окисляется жидкое железо, обогащенное марганцем.

Скелетный рост кристаллов окисных фаз и аномальная анизотропия магнетита свидетельствуют о быстром охлаждении (закаливании) частиц. Благоприятные для этого условия создаются в природе скорее всего либо в связи с процессами вулканической деятельности, либо при падении метеоритов.

Таким образом, структурно-текстурные и морфологические особенности магнитных сферул можно трактовать двояко — они отражают условия, но не говорят о способе образования частиц. В то же время наличие эмульсионной вкрапленности мангано-иоцита указывает на большую вероятность происхождения металлических частиц за счет земного железа, поскольку метеоритное железо практически не содержит марганца.

Для отличия космических шариков от вулканических используются обычно особенности их состава. Так, полагают, что критерием земного происхождения шариков могут служить высокие содержания в них Mn и низкие Ni. Другие исследователи [37] обращают внимание на постоянное присутствие титана в магнетитовых сферулах из вулканических пород. Критерием «космогенно-

сти» частиц большинство исследователей считают обогащенность их металлической фазы никелем.

Содержание Ni в самородном железе магнитных сферул из пород изученных взрывных структур Украины не превышает 0,1 %. В Ильинецкой структуре отмечается геохимическая аномалия никеля, связанная, как считают А. А. Вальтер и В. А. Рябенко, с частичной ассимиляцией вещества взорвавшегося метеорита импактным расплавом. Сферулы самородного железа, извлеченные из зюбитов этой структуры, при условии их метеоритного происхождения должны были бы содержать никель. Это вытекает из результатов экспериментальных работ К. П. Флоренского с соавторами [25], которые показали, что селективное окисление железа в Fe—Ni-расплавах приводит к обогащению металла никелем. Следовательно, нет оснований считать эти сферулы остатками метеоритного вещества.

Относительно обогащенных никелем металлических и сульфидных сферул, которые нередко встречаются в природе, следует отметить, что само по себе наличие в них никеля не может рассматриваться в качестве веского критерия их «космогенности». Образование самородного железа в вулканических шлаках отдельные исследователи [9] связывают с процессами дегазации расплава в самой верхней части подводящего канала перед выходом лавы на поверхность, предполагая его появление в газовых пузырьках на границе расплав—газ за счет вторичного восстановления железосодержащих минералов. В случае, если в вулканическом канале подвергаются переплавлению вмещающие породы (а это, как показали Ю. П. Масуренков, Ю. А. Горицкий, В. С. Шеймович и другие исследователи, вполне возможно), то при разложении никельсодержащих минералов металлический остаток неизбежно будет обогащаться никелем, причем экспериментальные данные свидетельствуют, что масштаб такого обогащения может быть очень значительным.

ШЛАКОВИДНЫЕ ЧАСТИЦЫ

Шлаковидные частицы по внешнему виду напоминают застывшие капли вспененного расплава (рис. 24). Чаще всего встречаются частицы размером 0,5—0,7 мм, иногда до 2—3 мм. Они черные, непрозрачные, со стеклянным до полуметаллического блеском, в различной степени пористые, содержат округлые газовые пузырьки. Частицы этого типа состоят из стекла, насыщенного мельчайшими кристаллами рудных минералов. Последние обусловливают многие свойства содержащих их частиц (магнитность, цвет, характер излома и т. д.).

Минералы, заключенные в частицах, представлены скелетными кристаллами и дендритами армиллитита, ильменита, ульвошиели и иоцита, и шаровидными выделениями самородного железа. Морфология кристаллов хорошо видна на полированных срезах частиц, сколах и стенках пустоток внутри частиц (см. рис. 24).

Максимальные размеры однородных участков кристаллов в поперечном сечении не превышают 0,02—0,03 мм. Перечисленные минералы все вместе в пределах одной частицы встречаются исключительно редко. Они образуют ассоциации, по совокупностям которых шлаковидные частицы разделяются на четыре группы. Каждая из групп содержит один минерал в преобладающем количе-

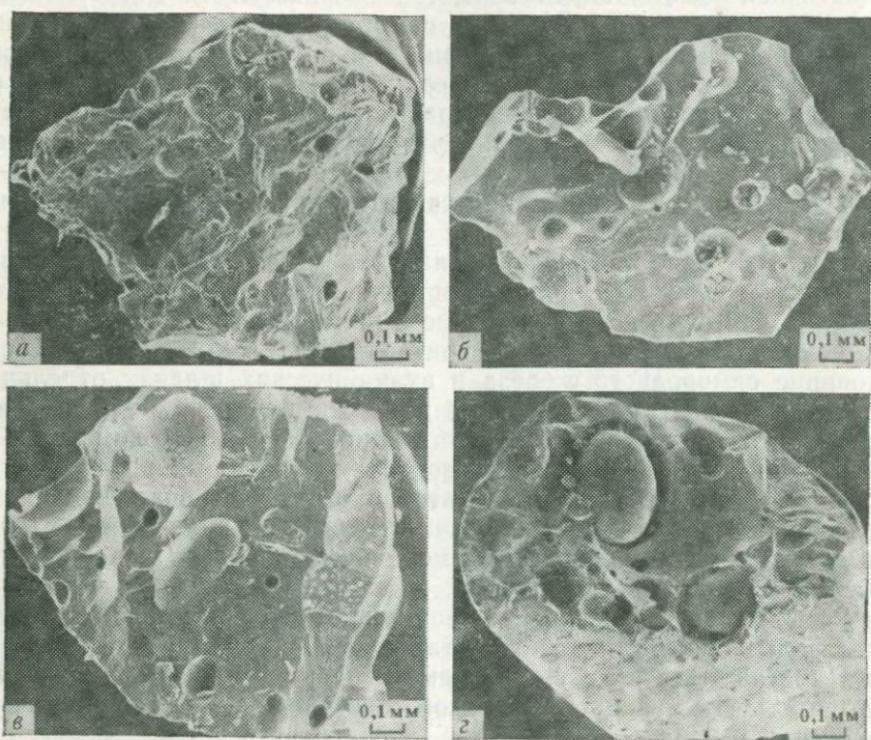


Рис. 24. Шлаковидные частицы (сколы):

а — Западная структура; *б* — дайка сиенитов Знаменско-Устиновского дайкового поля; *в* — эруптивные брекчии Приазовья; *г* — трубка Удачная-Западная (видно шаровидное включение самородного железа)

стве и несколько — в подчиненном. В одной группе преобладает армиллит, в другой — ильменит, в третьей ульвошпинель, в четвертой — иоцит.

Армиллит образует скелетные или лейстовидные кристаллы с поперечным сечением 0,1—0,3 мм (рис. 25). Обычно он сопровождается самородным железом и ильменитом. Самородное железо слагает мелкие (до 0,1 мм) шаровидные выделения, заключенные внутри кристаллов армиллита и в окружающем их стекле. Оно возникает, по всей вероятности, до или одновременно с армиллитом. Ильменит образует каемки вокруг кристаллов армиллита и тонкие скелетные и дендритные микролиты в стеклематрице между этими кристаллами (см. рис. 25). Исследователи

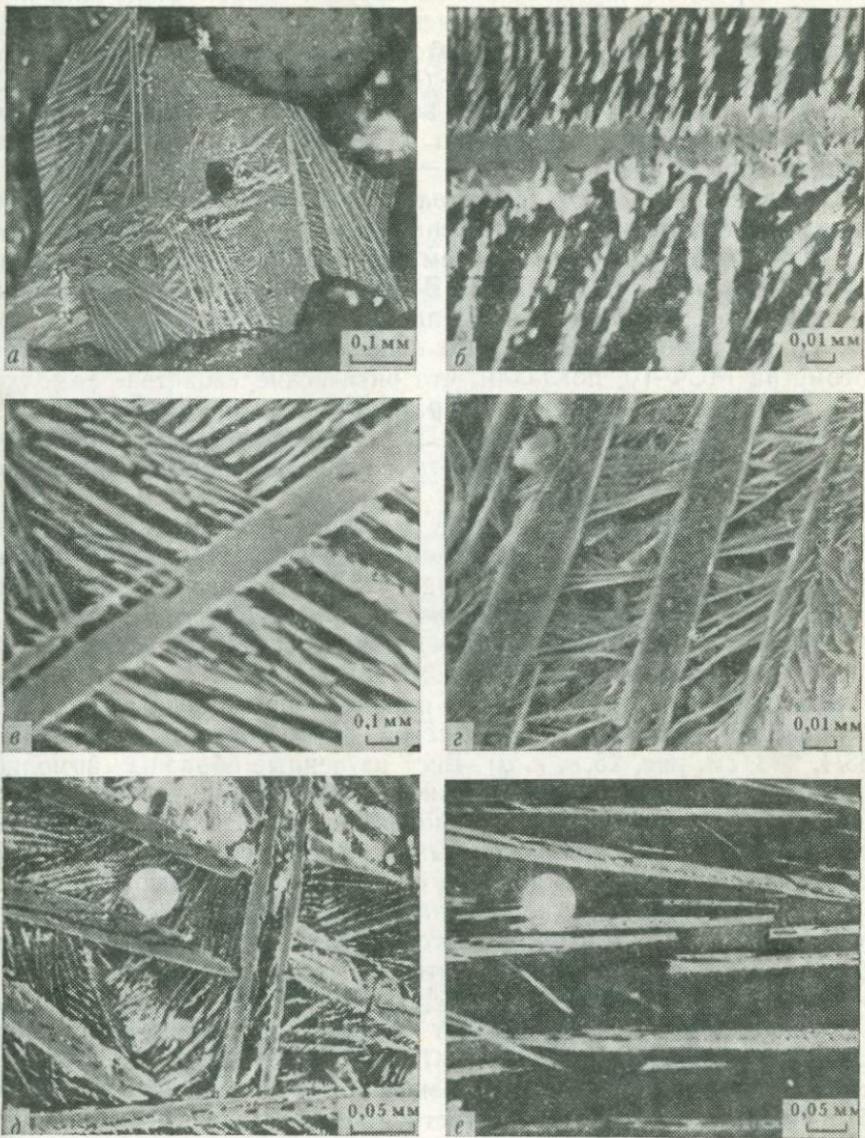


Рис. 25. Взаимоотношения армоколита с ассоциирующими минералами в шлаковидных частицах:

a, б — обломки частицы с лейстовидными кристаллами армоколита и мелкими выделениями скелетных кристаллов ильменита. Обр. 175/4. Западная структура; *в* — лейстовидный кристалл армоколита, окруженный реакционной каймой и скелетными кристаллами ильменита. Обр. 238/4, эруптивные брекчии Приазовья; *г* — взаимоотношения тех же минералов, видимые на сколе частицы; *д* — скелетные кристаллы армоколита (лейсты) в ассоциации с ильменитом (тонкие скелетные микролиты) и самородным железом (белые шаровидные выделения). Обр. 253, трубка Удачная-Западная; *е* — армоколит в ассоциации с самородным железом. Обр. 241, Белокоровичская грабен-синклиналь

лунных пород, где армоколит пользуется относительно широким распространением, обычно объясняют появление ильменитовых кайм реакцией между армоколитом и охлаждающимся расплавом по схеме $(\text{Fe}, \text{Mg}) \text{Ti}_2\text{O}_5 + \text{FeO} \rightarrow (\text{Fe}, \text{Mg})\text{TiO}_3$ или последовательной кристаллизацией ильменита вслед за армоколитом. В любом случае ильменит по отношению к армоколиту является более поздним минералом.

В отраженном свете армоколит голубовато-серый с незначительными эффектами двутрассения и анизотропии. Величина отражения его несколько ниже, чем ильменита, и для длины волны 590 нм составляет около 14 %. В масляной иммерсии он синевато-серый, по сравнению с ильменитом выглядит значительно темнее. Исследования, проведенные с помощью микроскопа-спектрофотометра МСФ-10, показали, что оптические свойства армоколита из пород взрывных структур, эруптивных брекчий Приазовья и кимберлитов трубки Удачная-Западная одинаковы. Сравнение химических составов армоколита из тех же пород также подтверждает их большое сходство.

В табл. 14 приведены данные о составе армоколита из зювиков Западной структуры, эруптивных брекчий Приазовья и кимберлитов трубки Удачная-Западная. В зювиках он встречен в стеклах без сопутствующих минералов (обр. 101/5), в ассоциации с самородным железом (обр. 101/4) и в ассоциации с самородным железом и ильменитом (обр. 101/3, 175/4, см. рис. 25, а, б). В эруптивных брекчиях и кимберлитах проанализированный армоколит ассоциирует с самородным железом и ильменитом (обр. 220/1, 238/4, 253, см. рис. 25, в, г, д). Все изученные образцы армоколита относятся к его марганцовистой алюминийсодержащей разновидности, впервые установленной в породах Западной взрывной структуры. Одной из характерных особенностей состава этих армоколитов является отклонение от стехиометрии, выражющееся в недостатке суммы катионов и избытке титана по отношению к другим металлам. Для природного армоколита такие отклонения обычны и объясняются присутствием трехвалентного титана в форме аносовитового минала $\text{Ti}_2^{3+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_5$ [50]. Химический состав изученного армоколита отвечает членам твердого раствора серии $\text{MgTi}_2\text{O}_5 - \text{MnTi}_2\text{O}_5 - \text{FeTi}_2\text{O}_5 - \text{Al}_2\text{TiO}_5 - \text{Ti}_2\text{TiO}_5$. В количественном отношении для армоколита из зювиков (а), эруптивных брекчий (б) и кимберлитов (в) он соответствует (в %):

	MgTi_2O_5	MnTi_2O_5	FeTi_2O_5	Al_2TiO_5	Ti_2TiO_5
a)	0,47—0,58;	0,17—0,32;	0,06—0,19;	0,03—0,06;	0,03—0,16;
b)	0,29—0,32;	0,14—0,21;	0,13—0,24;	0,06—0,08;	0,26—0,27;
v)	0,34;	0,12;	0,19;	0,04;	0,30.

Армоколиты из зювиков по сравнению с армоколитами из эруптивных брекчий и кимберлитов содержат несколько больше MgTi_2O_5 и MnTi_2O_5 и меньше Ti_3O_5 . Предварительные анализы армоколита из дайки щелочных сиенитов центральной части Украинского щита показали, что он отличается от них большим содержанием MnTi_2O_5 и меньшим MgTi_2O_5 . Вместе с тем во всех этих

Химический состав армоколита (в %) из пород Западной взрывной структуры (1—4),
эруптивных брекчий Приазовья (5, 6) и кимберлитов трубки Удачная-Западная (7)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
	обр. 101/4	обр. 101/3	обр. 175/4	обр. 101/5	обр. 220/1	обр. 234/1	обр. 253
TiO ₂	79,4	77,6	76,1	74,5	77,8	78,9	79,9
FeO	4,6	2,6	2,0	6,6	4,3	7,6	6,2
MgO	9,0	10,9	10,1	9,3	5,7	5,2	6,1
MnO	5,7	5,8	10,5	7,9	6,8	4,4	3,7
Al ₂ O ₃	3,0	1,1	1,1	2,6	3,7	2,8	1,6
CaO	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,13
Cr ₂ O ₃	0,10	0,10	0,10	0,10	Не обн.	0,02	0,22
SiO ₂	0,20	0,20	0,20	0,20	0,11	0,08	0,21
Na ₂ O	0,30	0,10	0,10	0,20	0,06	Не обн.	0,05
K ₂ O	0,20	0,10	0,10	0,20	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	102,54	98,54	100,34	101,63	98,51	99,04	98,15
Коэффициенты							
Ti	2,02	2,04	2,00	1,95	2,06	2,10	2,12
Fe	0,13	0,08	0,06	0,19	0,13	0,23	0,18
Mg	0,45	0,57	0,53	0,48	0,30	0,27	0,32
Mn	0,16	0,17	0,31	0,23	0,20	0,13	0,11
Al	0,12	0,05	0,05	0,11	0,15	0,12	0,07
Si	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Na+K	0,02	0,01	0,01	0,02	—	—	—
Сумма	2,91	2,93	2,97	2,99	2,84	2,85	2,82*

* В том числе 0,01 Cr.

Примечание. Кристаллохимические коэффициенты рассчитаны на 5 атомов кислорода. Анализы 1—5 выполнены Г. В. Легковой (ИГФМ АН УССР) на приборе JXA-5; анализы 6, 7 — В. К. Гараниным (МГУ) на приборе JXA-50A,

армоколитах одним из важнейших минералообразующих компонентов является $MnTi_2O_5$. Именно этим они существенно отличаются от других известных находок армоколита в земных и лунных породах, содержание марганца в которых обычно не превышает сотых — десятых долей процента. Вторая характерная особенность изученных армоколитов — высокое содержание в них Ti_3O_5 . Растворимость последнего в армоколите и других ферропсевдобрюки-топодобных фазах в значительной степени зависит от температуры и фугитивности кислорода. По экспериментальным исследованиям системы Fe—Ti—O [42] максимальная растворимость аносовита (Ti_3O_5) в ферропсевдобрюките ($FeTi_2O_5$) при $T=1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $f_{O_2}=10^{-13.05}$ Па составляет 25 %, при $1400\text{ }^{\circ}\text{C}$ смесимость их неограничена. Растворимость Ti_3O_5 в карруите ($MgTi_2O_5$) при температуре $1600\text{ }^{\circ}\text{C}$ достигает 60 %. Система $MnTi_2O_5-Ti_3O_5$ не изучена. Попытки синтезировать соединение $MnTi_2O_5$ при температуре $1200-1600\text{ }^{\circ}\text{C}$ в условиях магнетит-вьюститового буфера не увенчались успехом. Однако известно что в восстановительной обстановке при высокой температуре молекулярное отношение $(Fe, Mg, Mn)O/TiO_2$ в твердом растворе может достигать $1/12$. Стехиометрический армоколит $Fe_{0.5}Mg_{0.5}Ti_2O_5$, согласно экспериментальным данным [38], образуется в условиях атмосферного давления при температуре $1010 \pm 20\text{ }^{\circ}\text{C}$. С понижением температуры он становится неустойчивым и распадается на Mg-армоколит + ильменит + рутил и далее на ильменит + рутил или взаимодействует с расплавом с образованием обогащенного магнием ильменита. Распаду его способствует также увеличение давления свыше 1 ГПа. Аносовит в составе армоколита появляется при очень низкой f_{O_2} , составляющей при температуре $1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ менее $10^{-10.5}$ Па. В равновесии с самородным железом ($f_{O_2} < 10^{-12.8}$ Па) содержание аносовита при той же температуре превышает 7 %.

Изученный армоколит кристаллизовался в большинстве случаев совместно с самородным железом. В нем, как показали проведенные В. П. Иваницким (ИГФМ АН УССР) мессбауэровские исследования, практически отсутствует Fe^{3+} . Высокое содержание аносовита, которое по расчетным данным составляет 3—30 % (в армоколите из лунных пород обычно 4—11 %, по [50]), позволяет предположить, что образование этого минерала происходило в более высокотемпературных и, возможно, более восстановительных условиях, чем на Луне. Электронно-зондовыми исследованиями установлено, что зерна армоколита неоднородны по составу: от центра к периферии в них уменьшается содержание титана и магния и увеличивается — железа и марганца. Как следует из экспериментальных данных С. И. Акимото и других исследователей, это связано с падением температуры и свидетельствует о неравновесных условиях кристаллизации.

Кроме отмеченных выше находок, армоколиты содержащие шлаковидные частицы и сферулы установлены нами в зювитах Карской взрывной структуры, в брекчиях Кухотской зоны глубинных

разломов Припятского вала и в вулканогенно-осадочных породах Белокоровичской грабен-синклинали (северная часть Украинского щита). Армоллит в них также ассоциирует с самородным железом, представлен скелетными кристаллами (см. рис. 25, e) и обогащен марганцем.

Рентгенографические исследования показали, что межплоскостные расстояния армоллита из изученных геологических объектов сходны между собой и близки к таковым синтетических и лунных аналогов армоллита (табл. 15). Стекла, содержащие армоллит, рентгеноаморфны.

Ильменит в частицах первой группы встречается в качестве второстепенной по отношению к армоллиту фазы, а в частицах второй группы он играет ведущую роль (рис. 26). Как и армоллит, он образует скелетные кристаллы с поперечным сечением до 0,01—0,02 мм. Совместно с ним в подчиненном количестве отмечаются лейсты армоллита и шаровидные выделения самородного железа, взаимоотношения между которыми такие же, как в частицах первой группы, а также мелкие (единицы микрон) идиоморфные и скелетные октаэдры ульвошинели, располагающиеся по периферии частиц между кристаллами ильменита или на стенах газовых пузырьков внутри частиц. Ульвошинель встречается преимущественно в тех частицах, которые не содержат или содержат очень мало армоллита и самородного железа. При этом кристаллы ульвошинели тонкой рубашкой покрывают поверхность этих частиц, ограничивая, таким образом, их контуры. Шлаковидные частицы, следовательно, представляют собой самостоятельные образования (а не обломки каких-то более крупных тел). Образование ульвошинели в данном случае происходит, вероятно, под влиянием газов, в среде которых шла кристаллизация частиц.

В некоторых частицах из брекчий Приазовья и кимберлитов Якутии ильменит содержит мельчайшие (менее 0,01 мм по удлинению) ориентированные включения идиоморфных кристаллов рутила. Последние имеют ромбобипирамидальный габитус, нередко сдвойникованы, располагаются удлинением параллельно таблитчатым фрагментам скелетных кристаллов ильменита. В отраженном свете они белые, более светлые, чем ильменит. В масляной иммерсии бесцветные, прозрачные. Возникновение их можно объяснить распадом ранее существовавшего армоллита при температуре ниже предела его термальной стабильности по схеме $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Ti}_2\text{O}_5 \rightarrow (\text{Fe}, \text{Mg})\text{TiO}_3 + \text{TiO}_2$. Известно, что добавки Al^{3+} , Ti^{3+} и Cr^{3+} оказывают стабилизирующее влияние на армоллит. Роль марганца в этом отношении не исследована. Если допустить, что она не велика, то из данных работы С. Е. Кессон и Д. Х. Линдсли следует, что армоллит, близкий по составу к изученному нами, должен распадаться при температуре на несколько десятков градусов меньшей, чем стехиометрический, т. е. в температурном интервале примерно 950—1000 °С.

Ильменит в описываемых частицах сходен по оптическим свойствам с ильменитом, ассоциирующим с армоллитом в лунных

Таблица 15

Межплоскостные расстояния армоколита из пород Западной взрывной структуры (1), эруптивных брекчий Приазовья (2), сиенитов Знаменско-Устиновского дайкового поля (3) и конгломератов Белокоровичской грабен-синклинали (4) по сравнению с лунным (5) и синтетическим (6) армоколитом

1		2		3		4		5		6	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
										40	5,019
7	4,88	5ш	4,95	3	4,85	6	5,10			80	4,879
				8	3,99						
		1	3,80	2	3,80	3	3,83				
10	3,48	10	3,46	10	3,46	10	3,51	100	3,468	100	3,493
				3	3,27	2	3,36				
2	2,844	2ш	3,01	1	3,01						
9	2,750	9	2,73	9	2,73	9	2,75	25	2,763	80	2,762
		4	2,56	2	2,52			25	2,454	10	2,452
3ш	2,423	1	2,42	4ш	2,42	4ш	2,42			5	2,438
								10	2,414	10	2,415
3	2,221					3	2,24	15	2,235	15	2,233
3	2,190	1	2,19	2ш	2,18	3	2,18	15	2,199	4	2,194
6	1,970	3	1,962	4	1,962	5	1,980	80	1,958	17	1,972
8	1,867	8	1,860	8	1,860	8	1,860			8	1,858
1	1,746	1	1,738	3	1,738	3	1,749	10	1,751	8	1,755
2	1,670	1	1,660	2	1,660	1	1,680	10	1,669	10	1,675
4	1,636			3	1,622	4	1,632	10	1,632	28	1,634
										13	1,631
7	1,544	4	1,548	5	1,578	5	1,546				
2	1,507	3	1,506								
1	1,426	2	1,424	3	1,424	2	1,424				
1	1,383					2	1,384				
2	1,358	1	1,350			2	1,355				
2	1,267	1	1,263			1	1,268				
2	1,248										
3	1,210					4	1,018				
		1	1,001	3	1,004	3	1,001				

Примечание. 5 и 6 — по данным Андерссона с соавторами. Условия съемки: Fe α, β-излучение, камера РКД, D=57,3 мм, d=0,5 мм, 30 кВ, 5 мА. Анализы выполнены Л. Н. Егоровой (ИГФМ АН УССР).

породах. Величина отражения его несколько ниже, чем у обычного земного ильменита.

Химический состав ильменита приведен в табл. 16. Проанализированы скелетные кристаллы ильменита из взрывных брекций, образующие в обломках стекла самостоятельные выделения

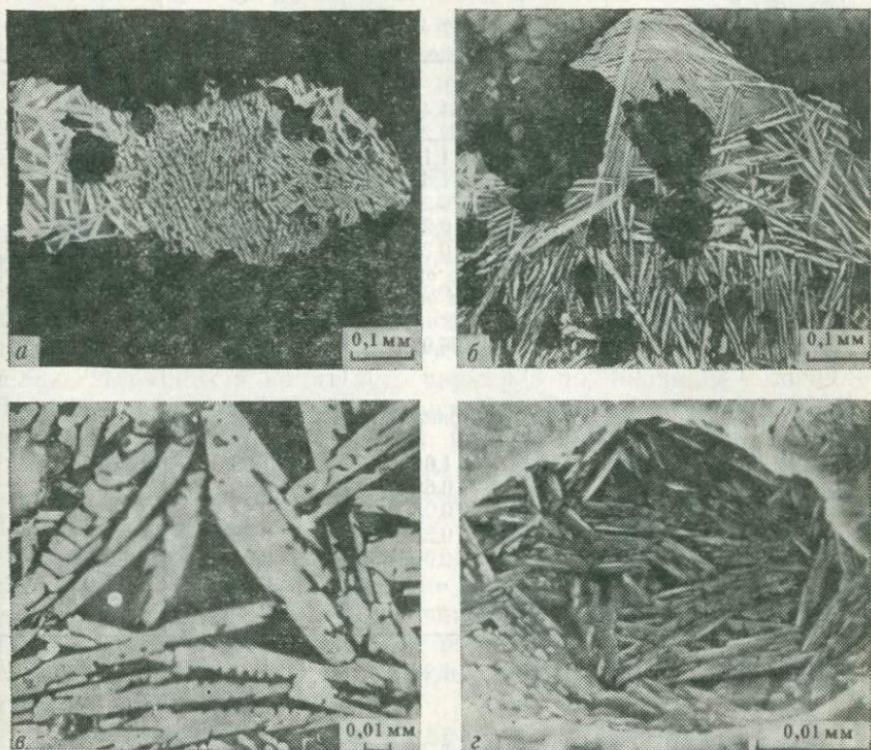


Рис. 26. Скелетные кристаллы ильменита в шлаковидных частицах (*а—в* — полированные срезы, *г* — скол):

а — общий вид частицы. Обр. 98/1, Западная структура; *б* — фрагмент частицы. Обр. 238/4, эруптивные брекчи Приазовья; *в* — фрагмент частицы, в которой ильменит ассоциирует с самородным железом (мелкие шаровидные выделения). Обр. 220/1, эруптивные брекчи Приазовья; *г* — кристаллы ильменита, слагающие стени пустотки в шлаковидной частице. Трубка Удачная-Западная

(обр. 98/1, см. рис. 26, *а*) и совместно с ульвошпинелью (обр. 173/1), и аналогичные по морфологии кристаллы из эруптивных брекций, ассоциирующие с самородным железом (обр. 220/1, см. рис. 26, *в*, обр. 253), а также с самородным железом и армоколитом (обр. 238/4, см. рис. 26, *б*). Для всех изученных ильменитов характерны одни и те же особенности: резкое обогащение марганцем (до 12—25 % MnO), повышенное содержание магния (1,0—5,0 % MgO) и отклонение от стехиометрии, которое проявляется, как и у армоколита, в избытке титана и недостатке суммы катионов. Последнее обусловлено, очевидно, вхождением

Таблица 16

Химический состав ильменита (в %) из пород Западной взрывной структуры (1, 2), эруптивных брекчий Приазовья (3) и кимберлитов трубки Удачная-Западная (4)

Компоненты	1	2	3	4
	обр. 98/1	обр. 173/1	обр. 238/4	обр. 252/2
TiO ₂	54,7	51,4	60,3	49,3
FeO	17,2	32,2	19,9	9,2
MgO	5,0	1,1	4,0	1,0
MnO	18,6	11,6	13,9	19,9
Al ₂ O ₃	3,5	0,2	0,27	0,27
CaO	0,6	0,2	0,04	0,04
Cr ₂ O ₃	0,1	0,2	0,02	0,16
SiO ₂	0,2	Не опр.	0,08	Не обн.
Na ₂ O	0,1	Не опр.	Не обн.	0,13
K ₂ O	0,1	Не опр.	Не опр.	0,08
Сумма	100,1	96,9	98,51	80,08*

Коэффициенты

Ti	0,98	1,02	1,08	1,10
Fe	0,34	0,68	0,40	0,23
Mg	0,18	0,03	0,14	0,04
Mn	0,37	0,25	0,28	0,50
Al	0,10	0,00	0,01	0,01
Si	0,01	—	0,00	0,00
K+Na	0,01	—	0,00	0,01
Сумма	1,99	1,98	1,91	1,90

* Нехватка суммы в данном случае и в анализе шпинелидов (табл. 17) обусловлена влиянием пористости образцов скелетных кристаллов.

Приложение. Кристаллохимические коэффициенты рассчитаны на 3 атома кислорода. Анализы 1 и 2 выполнены Г. В. Легковой (ИГФМ АН УССР) на приборе JXA-5, анализы 3 и 4 — В. К. Гараниным (МГУ) на приборе JXA-50A.

в состав минерала трехвалентного титана. Существование твердого раствора Ti₂O₃ в ильмените, находящемся в равновесии с самородным железом, предполагалось для нестехиометрических лунных ильменитов и подтверждено экспериментально [42]. Наибольшие содержания титана (до 61 % TiO₂ в пересчете на 100 % суммы) и наибольший дефицит катионов характерны для ассоциирующих с самородным железом ильменитов из эруптивных брекчий Приазовья и кимберлитов Якутии. Эти ильмениты образовывались в более восстановительной обстановке, чем ильмениты из брекчий ВКС. Методом ЯГР примесь Fe³⁺ в них не обнаружена.

По составу изученные ильмениты не имеют полных аналогов среди ильменитов из земных и лунных пород. Повышенная магниевая схожесть сближает их с пикроильменитами, а высокая титанис-

тость — с пикроильменитами-сростками с алмазами из кимберлитов и с лунными ильменитами, ассоциирующими с армолколитом. Однако ильмениты из кимберлитов и лунных пород беднее марганцем (содержание MnO обычно менее 0,5 %). По содержанию марганца описанные ильмениты обнаруживают некоторое сходство с ильменитами из карбонатитов и других щелочных ультраосновных пород, а также с ильменитами из некоторых пегматитов и марганцевых руд, но эти ильмениты всегда содержат примеси Fe_2O_3 и не обладают повышенным содержанием титана.

Ульвошпинель образует в частицах третьей группы скелетные кристаллы, равномерно распределенные в стекле-матрице (рис. 27). Размер однородных участков кристаллов не превышает 0,01—0,02 мм. Во многих частицах ульвошпинель сопровождается небольшими (до 0,1 мм) шаровидными выделениями самородного железа, в некоторых — скелетными кристаллами ильменита или иоцита. Самородное железо расположено в стекле хаотически, независимо от ульвошпинели, или окружено скелетными кристаллами последней. Образовалось оно до или одновременно с ульвошпинелью. Ильменит и иоцит встречаются в подчиненном количестве. Их мелкие (менее 0,01 мм) кристаллы находятся между скелетными октаэдрами ульвошпинели, реже в сростках с ними.

В отраженном свете ульвошпинель серая с ясно выраженным коричневым оттенком, усиливающимся в иммерсионном масле. Величина отражения, измеренная в воздухе, близка к таковой для ульвошпинели из лунных базальтов и для длины волны 590 нм составляет 15,7 %. По оптическим свойствам и морфологии кристаллов не отличается от ульвошпинели из частиц второй группы и ульвошпинели из стеклянных оболочек магнитных сферул.

Изучен химический состав ульвошпинели (табл. 17) из следующих ассоциаций:

а) скелетные кристаллы из краевых частей ильменитсодержащих шлаковидных частиц (обр. 173/1, Западная структура);

б) скелетные кристаллы из стеклянной оболочки магнитной сферулы, окружающие ядро самородного железа (обр. 131/4, Ильинецкая структура).

в) скелетные кристаллы из шлаковидных частиц с самородным железом (обр. 233/2, 221/4, рис. 27, в, эруптивные брекчи Приазовья; обр. 252/4, рис. 27, г, кимберлиты трубы Удачная-Западная).

Основными минералообразующими компонентами ульвошпинели являются (в %): FeO (34,8—54,2), TiO_2 (32,3—38,7), MnO (8,1—21,4), Al_2O_3 (0,7—7,0) и MgO (0,4—5,2), второстепенными — Cr_2O_3 (до 1,4) и CaO (<0,1). Наличие кремния и щелочей в отдельных образцах связано с захватом электронным зондом стекла, вмещающего исследуемые минералы. Некоторые анализы показывают небольшой избыток титана относительно стехиометрии и дефицит катионной части, т. е. те же особенности, которые характерны для армолколита и ильменита из шлаковидных частиц. По аналогии с ними можно предположить, что ульвошпинель так-

же содержит Ti^{3+} , однако экспериментально растворимость Ti^{3+} в ульвошпинели при тех же условиях, когда он растворяется в армоколите и ильмените, по крайней мере до температуры 1200 °С, не доказана [42].

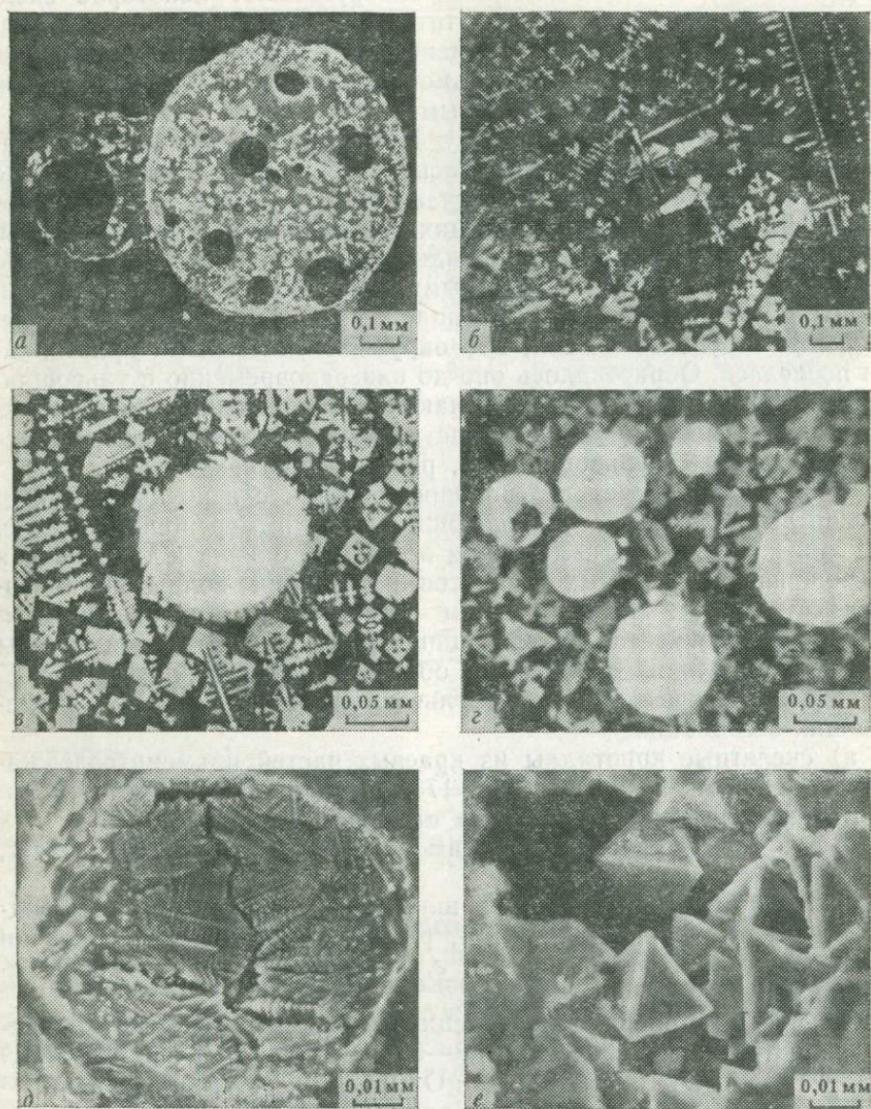


Рис. 27. Скелетные кристаллы шпинелидов в шлаковидных частицах и сферулах (а—г — полированные срезы, д, е — сколы):

а — общий вид сферулы, Ильинецкая структура; б — фрагмент шлаковидной частицы, Карская структура; в, г — взаимоотношения шпинелидов с самородным железом (в — обр. 221/4, эруптивные брекчи Приазовья; г — обр. 252/4, трубка Удачная-Западная); д, е — морфология кристаллов, видимая на стенах пустоток в шлаковидных частицах (эруптивные брекчи Приазовья)

Таблица 17

Химический состав шпинелидов (в %) из пород Западной (1)
и Ильинецкой (2) взрывных структур, эруптивных брекчий Приазовья (3, 4)
и кимберлитов трубки Удачная-Западная (5)

Компоненты	1	2	3	4	5
	обр. 173/1	обр. 131/4	обр. 233/2	обр. 221/4	обр. 252/4
TiO ₂	35,8	32,3	33,6	35,0	38,7
FeO	54,2	43,2	45,0	43,5	34,8
MgO	0,4	3,0	5,2	4,4	1,8
MnO	8,1	13,1	8,8	10,8	21,5
Al ₂ O ₃	0,7	7,0	4,9	2,5	1,5
CaO	Не опр.	Не опр.	0,05	0,07	0,04
Cr ₂ O ₃	0,6	Не обн.	0,32	1,4	0,60
SiO ₂	Не опр.	Не опр.	0,32	Не опр.	0,32
Na ₂ O	Не опр.	Не опр.	0,12	Не опр.	0,14
Сумма	99,8	98,6	98,31	97,67	99,40
Коэффициенты					
Ti	0,97	0,86	0,90	0,95	1,03
Fe	1,74	1,28	1,34	1,31	1,03
Mg	0,02	0,16	0,28	0,24	0,10
Mn	0,22	0,39	0,26	0,33	0,65
Al	0,03	0,29	0,20	0,10	0,07
Cr	0,01	0,00	0,01	0,04	0,02
Si	—	—	0,01	—	0,01
Na	—	—	0,01	—	0,01
Сумма	2,99	2,98	3,01	2,97	2,95

Примечание. Кристаллохимические коэффициенты рассчитаны на 4 атома кислорода.

Анализы 1 и 2 выполнены Г. В. Легковой (ИГФМ АН УССР) на приборе JXA-5, анализы 3—5 — В. К. Гараниным (МГУ) на приборе JXA-50A.

Составы изученных шпинелидов отвечают членам твердых растворов серии $\text{Me}_2^{2+}\text{TiO}_4 - \text{Me}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4 - \text{Me}^{2+}\text{Cr}_2\text{O}_4$ ($\text{Me} = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn}$). Согласно номенклатуре шпинелевых фаз, по С. Е. Хэггерти, они соответствуют магнезиально-марганцовистой ульвошпинели, содержащей в твердом растворе в качестве второстепенных компонентов герцинит и хромит.

Параметры элементарной ячейки ульвошпинели известного состава из пород Ильинецкой структуры (обр. 131/4) и из брекчий Приазовья (обр. 221/4) составляют соответственно 0,8527 и 0,8538 нм (a_0 ульвошпинели Fe_2TiO_4 равно 0,8535 нм).

Ульвошпинель в земных породах обычно встречается в виде продуктов распада твердых растворов в высокотемпературных титаномагнетитах. Марганцовистая разновидность в ассоциации, близкой к изученной нами, установлена В. Д. Тяном с соавторами

в стеклянных сферулах из пород эфузивно-субвулканической фации вулкано-тектонических структур Зайсанской складчатой системы. Там она также образует скелетные кристаллы в стеклах и ассоциирует с самородным железом, Mn-ильменитом, другими марганцовистыми минералами и магнитными шариками. Кроме того, известна находка Mn-ульвошпинели совместно с самородным железом, магнетитом и ольдгамитом (CaS) в пустотах армянских обсидианов.

Иоцит, как и ульвошпинель, образует в частицах четвертой группы скелетные кристаллы, равномерно распределенные в стекле-матрице. Размер однородных участков кристаллов в поперечном сечении не превышает 0,01 мм. В парагенезисе с иоцитом встречаются самородное железо и иногда ульвошпинель. В отраженном свете он серый со слабо выраженным кремовым оттенком. Величина отражения близка к таковой ульвошпинели. От последней отличается морфологией кристаллов и в иммерсионном масле — серым в сравнении с коричневой ульвошпинелью цветом.

Малые размеры скелетных кристаллов не позволили изучить состав иоцита из пород взрывных структур. Удалось проанализировать¹ лишь иоцит из шлаковидного стекла кимберлитов трубки Удачная-Западная, где он встречен в ассоциации с самородным железом и ильменитом. Этот иоцит имеет следующий состав (в %): FeO 77,2, MnO 11,4, MgO 1,7, TiO_2 0,5, Al_2O_3 0,07, CaO 0,4, Cr_2O_3 0,02; SiO_2 0,99, Na_2O 0,07 (сумма 92,15).

Самородное железо в шлаковидных частицах образует мелкие (до 0,05—0,1 мм) шлаковидные выделения, расположенные в объеме этих частиц неравномерно, без определенной закономерности и независимо от положения других рудных минералов. Оно ассоциирует с нестехиометрическими по составу армоколитом, ильменитом, ульвошпинелью и иоцитом. Выделения его, как правило, оптически и химически однородные. В отдельных частицах из кимберлитов трубки Удачная-Западная наиболее крупные выделения железа содержат небольшие ($\leq 0,01$ мм) шлаковидные включения красновато-бурого стекла, в котором иногда отмечаются скелетные микролиты ильменита, ульвошпинели или газовые пузырьки. Электронно-зондовые исследования показали (табл. 18), что в самородном железе, ассоциирующем в шлаковидных частицах с армоколитом и ульвошпинелью, практически полностью отсутствуют примеси Ni и в большинстве случаев содержатся примеси Co (до 0,2 %), Mn и Ti (до 0,7 %).

Самородное железо, очевидно, выделялось из расплава при высокотемпературном восстановлении FeO . Подобное образование сферул металлического железа наблюдалось, в частности, А. М. Ридом в опытах по плавлению тектитов в восстановительной обстановке. Этим же объясняется довольно высокая степень чистоты самородного железа.

¹ Анализ выполнен В. К. Гараниным на приборе JXA-50A (МГУ).

Таблица 18

Химический состав самородного железа (в %), ассоциирующего с армоколитом и ульвошинелью, из пород Западной взрывной структуры (1, 2), сиенитов Знаменско-Устиновского дайкового поля (3), эруптивных брекчий Приазовья (4) и кимберлитов трубки Удачная-Западная (5)

Компоненты	1	2	3	4	5
	обр. 101/3	обр. 175/4	обр. 173/2	обр. 233/2	обр. 253
Fe	97,5	98,0	98,6	98,9	99,1
Mn	0,7	0,70	0,2	Не обн.	Следы
Ni	Следы	0,03	Следы	Не обн.	Не обн.
Co	0,1	0,09	0,2	Не обн.	Не обн.
Ti	0,7	Не обн.	Не обн.	0,07	Следы
Si	Следы	Следы	0,1	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,0	98,82	99,1	98,97	99,1

Примечание. Анализы 1—3 выполнены Г. В. Легковой (ИГФМ АН УССР) на приборе JXA-5, анализы 4 и 5 — В. К. Гараниным (МГУ) на приборе JXA-50A.

Стекло, слагающее шлаковидные частицы, представляет собой затвердевший остаточный расплав, из которого кристаллизовались рудные минералы. В тонких сколах, соизмеримых по толщине со скелетными кристаллами этих минералов, оно прозрачное, светлоокрашенное. Кроме рудных минералов, никаких других новообразований в стеклах большинства частиц не наблюдается, т. е. армоколит, ильменит и другие рудные минералы являются ликвидусными. В ходе экспериментов по плавлению и кристаллизации некоторых богатых титаном пород, проведенных М. О'Харой с сотрудниками, ильменит и ульвошинель как ликвидусные фазы возникали при низком (атмосферном) давлении. Кристаллизации силикатов препятствовала, очевидно, закалка. Она же обусловила скелетный и дендритный рост кристаллов рудных минералов и способствовала сохранности метастабильных фаз. Размеры скелетных кристаллов тесно связаны со скоростью остывания частиц. Экспериментально этот процесс изучался Т. М. Уссельман и Г. Е. Лофгрен в 1976 г. В ходе искусственной кристаллизации высокотитанистых базальтов в условиях контролируемой f_{O_2} скелетные кристаллы армоколита с поперечным сечением порядка 0,02 мм, аналогичные изученным в частицах 1 типа, возникали при скорости охлаждения 18°/час, с поперечным сечением менее 0,01 мм — 86°/час; тонкие скелетные кристаллы ильменита, образующие «тканевую» структуру (см. рис. 26), кристаллизовались при скорости охлаждения более 86—210°/час, а скелетные кристаллы ульвошинели — более 80°/час. Приведенные экспериментальные данные позволяют с известной долей приближения оценить скорости остывания описанных частиц из пород ВКС. Для большинства этих

Таблица 19

Химический состав стекол, вмещающих рудные минералы (в %) из пород Западной дайкового поля (7) эруптивных брекчий Приазовья (8—10)

Компоненты	1	2	3	4	5
	обр. 101/3	обр. 101/4	обр. 101/5	обр. 98/1	обр. 173/1
SiO ₂	53,6	29,8	28,4	31,9	37,0
TiO ₂	1,0	15,9	20,0	24,3	13,1
FeO	3,5	10,1	9,1	6,7	19,4
MgO	1,9	5,0	5,1	2,0	1,1
MnO	20,0	19,6	16,4	6,6	7,7
Al ₂ O ₃	6,5	15,9	9,8	3,2	7,7
CaO	1,2	1,0	1,0	19,0	9,1
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Na ₂ O	8,9	6,5	7,2	2,5	0,7
K ₂ O	3,5	3,7	3,7	3,7	4,7
Сумма	100,1	103,4	100,7	99,9	100,5

Примечание. 1—3, 7—9, 11 — шлаковидные частицы, содержащие армиллит; 4—5 — Г. В. Легковой (ИГФМ АН УССР) на приборе JXA-5, анализы 8—12 — В. К. Гараниным

частиц они составляли, видимо, порядка 20—80°/час, а для частиц с едва различимыми кристаллитами рудных минералов скорости охлаждения намного превышали 210°/час.

Многие стекла содержат округлые пузырьки, свидетельствующие о присутствии летучих фаз во время образования и остывания частиц и о низких давлениях. Состав газов остался не изучен, однако наличие таких минералов, как армиллит, ульвошинель, самородное железо и иоцит, указывает на их восстановительный характер. Газы, выполняющие пузырьки, характеризуются экстремальной сухостью. Никаких следов девитрификации или вторичных химических изменений стекол, а также включений самородного железа в стеклах не обнаружено. Кроме того, отсутствуют минералы, содержащие H₂O или OH. Вместе с тем растворенные в расплавах газы оказывали определенное влияние на состав и температуру кристаллизации стекол — вокруг газовых пузырьков и частиц нередко видны четко ограниченные шаровидные обособления, степень раскристаллизации которых меньше, чем в окружающем стекле. Подобные структуры являются одной из характерных особенностей описанных частиц.

Оптические и электронно-зондовые исследования показали, что стекла, вмещающие рудные минералы, неоднородны. Их состав изменяется не только от частицы к частице, но и в пределах одной и той же частицы. Содержание отдельных компонентов в них колеблется (в %) в пределах: 22,2—53,6 SiO₂, 1,0—24,3 TiO₂, 3,5—23,2 FeO, 1,1—8,3 MgO, 6,6—20,0 MnO, 1,8—16,2 Al₂O₃, 1,0—19,0 CaO, 0,2—12,8 Na₂O, 3,3—13,5 K₂O, 0,01—0,05 Cr₂O₃, Ni — не установлен (табл. 19). В ряде случаев анализируемые стекла

(1—5) и Ильинецкой (6) взрывных структур, сиенитов Знаменско-Устиновского и кимберлитов трубки Удачная-Западная (11, 12)

6	7	8	9	10	11	12
	обр. 131/4	обр. 173/2	обр. 220/1	обр. 235/4	обр. 221/4	обр. 253
37,1	36,8	22,2	46,1	46,5	37,1	31,1
14,4	20,4	12,1	11,0	4,1	21,3	10,0
23,2	9,3	7,0	6,4	17,2	11,4	20,0
1,2	1,6	8,3	2,4	4,4	3,8	1,1
7,7	15,5	14,6	6,0	6,9	11,2	17,8
1,8	5,2	13,0	16,2	7,7	5,0	3,4
2,8	7,0	1,2	1,6	1,0	3,5	1,0
Не опр.	Не опр.	0,05	0,02	0,01	0,02	Не обн.
2,8	0,2	12,8	2,4	4,3	3,2	1,3
3,3	3,4	9,7	9,1	8,4	5,4	13,5
101,2	99,4	100,95	101,22	100,51	101,92	99,2

содержащие ильменит; 6, 10, 12 — содержание ульвошинель. Анализ 1—7 выполнены (МГУ) на приборе JXA-50A.

содержали тончайшие кристаллиты рудных минералов, и был получен валовый состав стекла и этих минералов. Это не позволило использовать аналитические данные для сопоставления химического состава стекол шлаковидных частиц из различных геологических объектов. В то же время отмечается ряд существенных особенностей, характерных для всех проанализированных стекол. Они не соответствуют по составу какой-либо породе и не рассчитываются на нормативные компоненты. Обращает на себя внимание также высокое содержание в них марганца, титана, калия и натрия. Марганцем, в частности, обогащены не только стекла, но и все заключенные в них рудные минералы, что свидетельствует о высокой активности этого элемента в процессе минералообразования. Известно, что марганец в ходе магматического процесса не накапливается и концентрируется преимущественно в остаточных расплавах и минералах завершающих этапов кристаллизации, при этом активность его в значительной степени зависит от щелочности среды. Во многих щелочных породах марганец, следуя за Fe²⁺, обогащает ильмениты, магнетиты и другие минералы. По всей вероятности, высокое содержание марганца в изученных частицах также связано с их повышенной щелочностью.

Шлаковидные частицы иногда содержат ксеногенные зерна кварца, ильменита, магнетита, рутила и других минералов.

Кварц встречен в частицах из зюватов Ильинецкой и Карской структур и эруптивных брекчий Приазовья (рис. 28, а). Зерна его трещиноваты, по периферии и по трещинам оплавлены.

Ильменит и магнетит обнаружены в частицах из зюватов Карской структуры и кимберлитов трубки Удачная-Западная. На

рис. 28, в показано зерно ильменита из Карской структуры, заключенное в стеклянной частице. По периферии оно замещается скелетными кристаллами шпинелида. При больших увеличениях под микроскопом видно, что по фронту замещения образуется тонкая (единицы микрон) кайма, состоящая из рутила и округлых выделений самородного железа. Мелкие зерна ильменита в той же

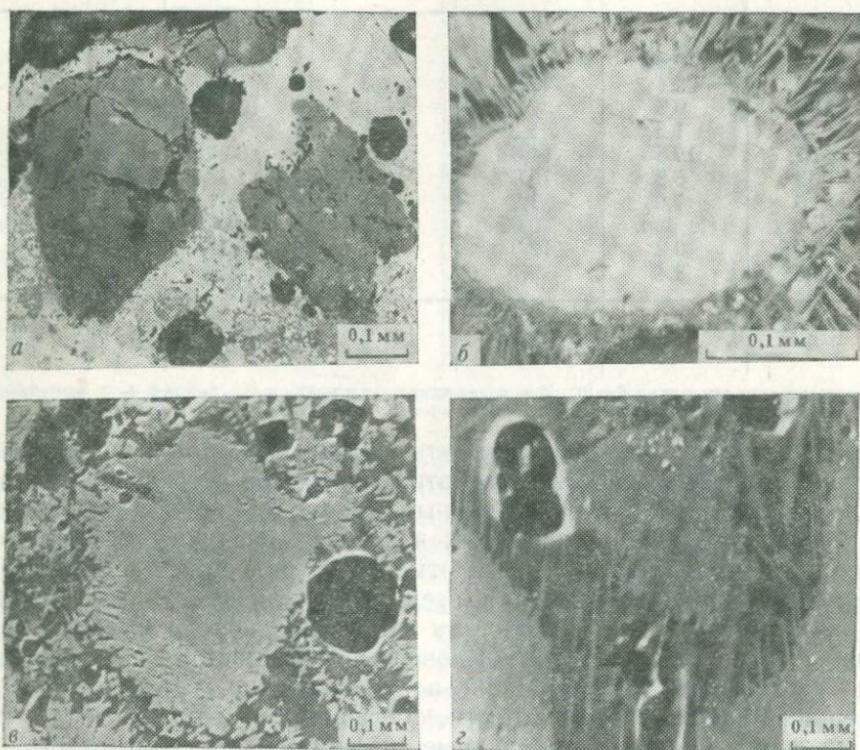


Рис. 28. Ксеногенные зерна различных минералов в шлаковидных частицах (*а, б* — изображение в отраженном свете, *в, г* — в отраженных электронах): *а* — трещиноватые, оплавленные по периферии зерна кварца в шлаковидной частице, содержащей скелетные кристаллы шпинелидов. Эруптивные брекчи Приазовья; *б* — зерно рутила, окруженнное реакционной каймой и скелетными кристаллами армоколита. Обр. 251/2, трубка Удачная-Западная; *в* — зерно ильменита, замещенное по периферии скелетными кристаллами шпинелида (в окружающем стекле видны аналогичные кристаллы шпинелида). Обр. 215/12, Карская структура; *г* — то же, но в окружающем стекле видны скелетные кристаллы ильменита. Обр. 252/1, трубка Удачная-Западная

частице полностью замещены агрегатом самородного железа и рутила, окруженным каймой шпинелида. Шпинелид, развивающийся по ильмениту, по оптическим свойствам и химическому составу сходен с описанной выше ульвошпинелью из других шлаковидных частиц и магнитных сферул. В его составе установлены (в %)¹: FeO 34,6, TiO₂ 40,7, MnO 18,7, MgO 2,8, Al₂O₃ 2,4, а также другие

¹ Содержания даны в пересчете на 100 % суммы (см. табл. 20, анализ 2).

Таблица 20

Химический состав реликтовых и новообразованных по ним
рудных минералов (в %) из шлаковидных частиц Карской взрывной структуры
(1–3) и трубки Удачная-Западная (4–7)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
	обр. 215/12			обр. 252/1			обр. 251/2
TiO ₂	51,8	36,6	36,4	0,04	0,1	2,9	98,5
FeO(Fe ₃ O ₄)	43,9	31,1	28,0	(99,67)	85,1	2,4	0,33
MgO	2,3	2,5	2,3	0,01	0,17	2,5	Не обн.
MnO	0,40	16,8	16,6	0,02	9,4	11,4	0,11
Al ₂ O ₃	0,02	2,2	2,1	0,40	0,34	16,0	0,02
CaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,15	2,4	0,14
Cr ₂ O ₃	0,11	0,60	0,61	0,48	0,44	0,02	Не обн.
SiO ₂	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	51,6	0,05
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,13	2,8	0,01
K ₂ O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	8,4	Не опр.
Сумма	98,56	89,84	86,05	100,65	95,85	100,42	99,06

Примечание. 1 — реликтовый ильменит; 2, 3 — шпинелид, замещающий ильменит; 4 — реликтовый магнетит; 5 — иоцит, замещающий магнетит; 6 — стекло, вмещающее магнетит и иоцит; 7 — реликтовый рутил. Анализы выполнены В. К. Гараниным (МГУ) на приборе JXA-50A.

компоненты, присутствующие в незначительных количествах. Ильменит, за счет которого образовался шпинелид, представлен железистой разновидностью с небольшой примесью гейкелитовой составляющей (2,3 % MgO). Сравнение составов этих минералов (табл. 20) приводит к выводу, что образование шпинелида сопровождалось привносом ряда элементов, в первую очередь марганца и алюминия.

Аналогичная картина наблюдается в образце микробрекчии из кимберлитов трубки Удачная-Западная (рис. 28, г), состоящей из обломков пирометаморфизованных зерен ильменита, магнетита, пирита и силикатов, сцементированных стеклом с новообразованными рудными минералами. Ильменит по периферии замещается скелетными кристаллами марганцовистой ульвошинели с одновременным образованием по фронту замещения мельчайших выделений самородного железа и рутила, а в окружающем стекле — скелетных кристаллов марганцовистого ильменита. Магнетит полностью или частично замещается марганцовистым иоцитом и самородным железом. Состав реликтовых и новообразованных минералов приведен в табл. 20. Исходный магнетит содержит мало элементов-примесей. В частности, MnO в нем составляет лишь 0,02 %. Образующийся по магнетиту иоцит содержит 9,4 % MnO. Значительно обогащено марганцем также вмещающее эти минералы стекло (см. табл. 20, анализ 6).

На рис. 28, б изображено ксеногенное зерно рутила, встреченное в одной из шлаковидных частиц из кимберлитов. Оно оплавлено, имеет округлые очертания и по периферии замещено марганцовистым армколитом. В составе рутила марганец практически отсутствует (см. табл. 20, анализ 7).

На основании приведенных данных можно заключить, что характер преобразования ксеногенного материала в изученных залегающих частицах из пород взрывных структур и кимберлитов трубки Удачная-Западная идентичен. Восстановление железа до элементарного состояния из ильменита и магнетита и замещение этих минералов и рутила соответственно Mp-ульвошинелью, Mp-иоцитом и Mp-армколитом свидетельствуют о том, что преобразование ксеногенных зерен происходило в резко восстановительной обстановке при высокой активности марганца. Наличие тонких кайм плавления вокруг зерен реликтовых минералов и скелетный рост новообразованных минералов говорят о скоротечности процессов плавления и охлаждения. Температура, при которой происходило плавление рутила, составляет в сухих условиях выше 1850 °С [37].

Подобные преобразования минералов, в частности, высокотемпературное разрушение ильменита до рутила с параллельным образованием минеральных фаз со структурой псевдобрукита, признаки плавления ильменита, рутила и других минералов, появление скелетных кристаллов шпинелидов и т. д. наблюдались Эль Гореси в стеклах, образовавшихся при пирометаморфизме обломков вмещающих пород во взрывных структурах Рис (ФРГ), Босумтви (Гана) и в меньшей степени Хэнбери (Австралия). Среди продуктов пирометаморфизма Рисской структуры встречен также армколит, присутствующий в каймах плавления ильменита, рутила и других титансодержащих минералов в измененных амфиболитах, диоритах и гнейсах. Изменения минералов, описанные Эль Гореси и другими исследователями, происходили в менее жестких условиях, чем в изученных нами породах. Они не сопровождались восстановлением железа до свободного состояния и, кроме того, армколит из Рисского кратера не несет признаков обогащения Ti^{3+} — он стехиометричный или содержит небольшие примеси Fe^{3+} .

Частицы, обнаруживающие большое сходство с изученными, встречены, помимо взрывных структур, в различных земных вулканических породах и в лунном реголите. Находки обогащенных марганцем и титаном стеклянных частиц, содержащих шаровидные включения самородного железа, известны в гранитоидах Зайсанской складчатой системы, а также в липаритах, дацитах и андезитах Охотско-Чукотского вулканического пояса [21]. Похожие раскристаллизованные частицы, состоящие из ульвошинели, самородного железа и марганцовистого (15,9 % MnO) граната андритового ряда, установлены в редкометальных гранитоидах Южно-Верхоянского синклиниория [21]. Стеклянные шлаковидные частицы и сферулы со скелетными кристаллами и дендритами ар-

молеколита и ильменита и выделениями металлического железа обнаружены в составе лунного реголита. Иногда они содержат ксеногенные зерна различных минералов, в частности ильменита, которые несут признаки плавления на контакте со стеклом [35]. В отличие от изученных нами, эти частицы содержат очень мало марганца и щелочных элементов.

Для земных и лунных образований, подобных описанным выше, многие исследователи [35, 37] предполагают импактное происхождение, а наблюдающиеся в них структуры преобразования ксеногенных или реликтовых минералов рассматривают как показатель кратковременности течения высокотемпературного пирометаморфического процесса, являющийся, по их мнению, индикатором импактогенеза.

Проведенные исследования шлаковидных частиц из пород взрывных структур, эруптивных брекчий и кимберлитов позволяют заключить, что признаки высокотемпературного разложения и плавления минералов, а также структуры скелетного роста кристаллов в стеклах не могут безоговорочно использоваться в качестве критерия ударного метаморфизма. Они характерны и для кимберлитовых брекчий, эндогенная природа которых ни у кого не вызывает сомнений.

СТЕКЛЯННЫЕ СФЕРУЛЫ

Стеклянные сферулы по морфологическим особенностям обнаруживают большое сходство со стеклянными частицами вулканического пепла типа «слез Пеле». Они представлены правильными шариками, «гантельками», «колбочками», частицами каплеобразной, гроздевидной и более сложной формы (рис. 29) размером до 1 мм. Окраска их различная. Встречаются частицы бесцветные, желтые, зеленые, зеленовато-бурые, темно-коричневые до черных, иногда с оранжевым или красным оттенком.

Судя по имевшемуся в нашем распоряжении материалу, стекла из взрывных структур более разнообразны по цвету и составу, чем стекла из эруптивных брекчий Приазовья и кимберлитов трубки Удачная-Западная. В последнем случае исследовались стекла лишь зеленого цвета.

Все изученные стеклянные сферулы содержат округлые газовые пузырьки, беспорядочно рассеянные внутри них. В удлиненных частицах многие пузырьки также вытянуты, что свидетельствует о быстром остывании частиц в динамических условиях.

Частицы в большинстве своем оптически гомогенные, рентгеноморфные. Изредка в них присутствуют рудные минералы. Одна из таких частиц, обнаруженных в породах Ильинецкой структуры содержит скелетные кристаллы шпинелевой фазы состава (%): FeO 79,8; Al₂O₃ 8,8; TiO₂ 2,1; MgO 0,43; Cr₂O₃ 0,17; CoO 0,08; MnO 0,01. Стекло, вмещающее шпинелид, имеет такой состав (%): SiO₂ 56,5; FeO 5,4; Al₂O₃ 5,0; MgO 1,5; MnO 0,1; TiO₂ 1,3; CaO 19,8; Na₂O 3,1; K₂O 7,4 (сумма 100,1).

В стеклянных сферулах из кимберлитов встречены включения самородного железа, иоцита и магнетита. Рудные минералы образуют небольшие ($<0,5$ мм) шаровидные обособления на поверхности или вблизи поверхности сферул.

Стеклянные сферулы во многом сходны с описанными ранее магнитными сферулами и шлаковидными частицами по особенно-

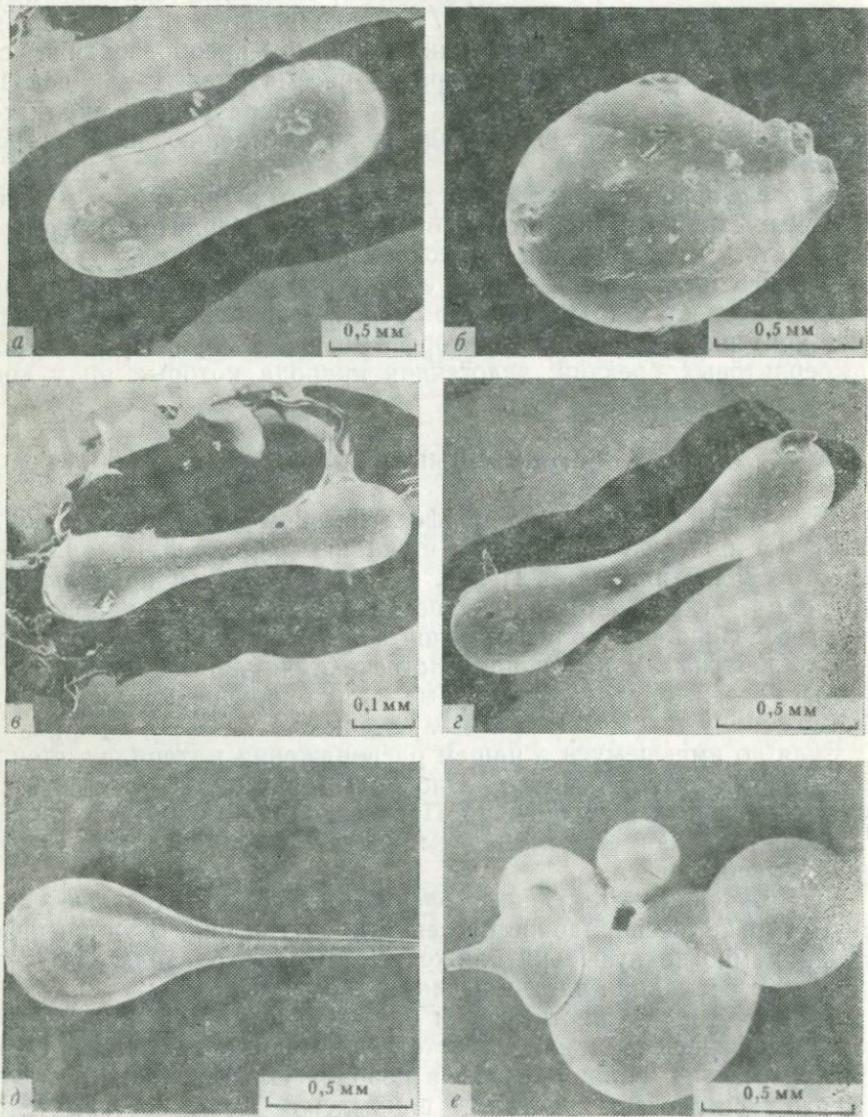


Рис. 29. Стеклянные сферулы из пород взрывных структур (а, б — Ильинецкая структура), эруптивных брекчий Приазовья (в) и кимберлитов трубы Удачная-Западная (г—е)

ствам минерального состава, характеру взаимоотношения содержащихся в них рудных минералов со стеклом и ряду других признаков. Вместе с тем они существенно отличаются от стекла шлаковидных частиц по химическому составу. Судя по данным количественных и полуколичественных электронно-зондовых исследований

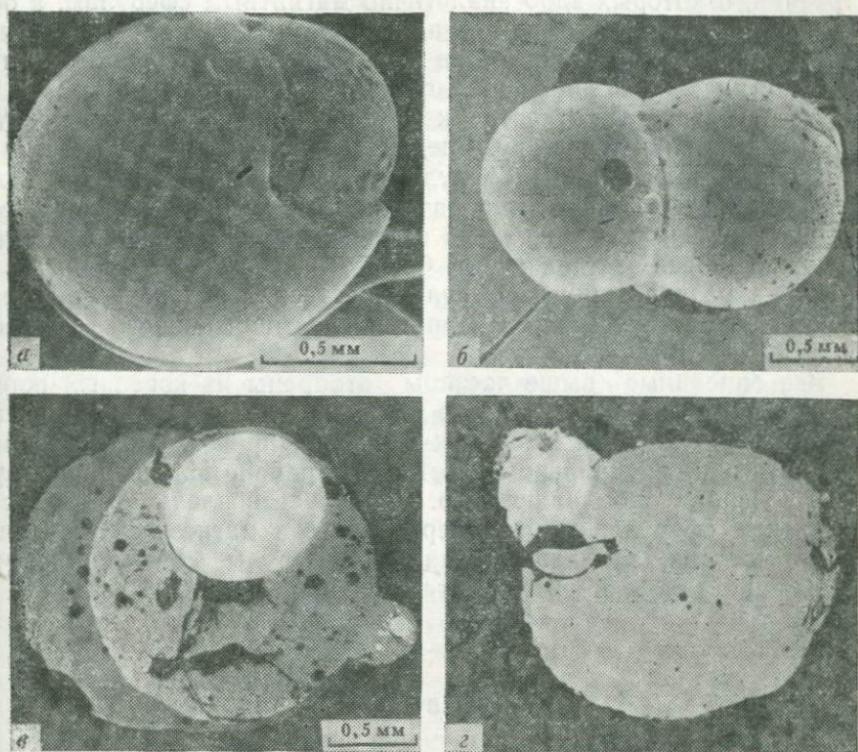


Рис. 30. Сферулы сложного строения (а, б — общий вид; в, г — полированный срез):

а — сферула, состоящая из магнетитового ядра и силикатной оболочки. Эruptивные брекчи Приазовья; б — сросток шариков самородного железа (слева) и стекла (справа). Эruptивные брекчи Приазовья; в — сферула зонально-концентрического строения, состоящая (от центра к периферии) из самородного железа, иоцита и стекла. Трубка Удачная-Западная; г — сферула гомогенного стекла с шаровидным обособлением самородного железа на поверхности. Трубка Удачная-Западная

ний, они имеют более кислый состав и содержат гораздо меньше марганца, титана и щелочей.

Наличие самородного железа и иоцита в стеклянных сферулах из кимберлитов свидетельствует о формировании их в резко восстановительной обстановке. Состав газов из этих частиц не изучен. В близких по ряду признаков стеклянных сферулах из кимберлитовой трубки Айхал, по данным Н. А. Шугуровой и др., резко преобладают азот + редкие газы (58—97 %); в подчиненном количе-

стве содержатся углеводороды (23—26 %), водород (около 5 %) и двуокись углерода (2—10 %).

Кроме описанных закаленных частиц относительно простого строения, в протолочных пробах взрывных и эруптивных брекчий встречены частицы более сложного строения: а) сростки магнитных пластинок и сферул; б) частицы зонально-концентрического строения, в которых ядро аналогично магнитным сферулам, а оболочка сложена, как и в шлаковидных частицах, стеклом со скелетными кристаллами шпинелидов и ильменита; в) сростки магнитных частиц с гомогенным стеклом. По ним можно проследить переход от одного типа частиц к другому как по морфологии, так и по минеральному составу. Следовательно, магнитные пластиники, магнитные и стеклянные сферулы и шлаковидные частицы являются генетически близкими образованиями. Их раздельное существование объясняется ликвацией газонасыщенных расплавов на несмешивающиеся составляющие. Свидетельство этому — наличие не до конца разделившихся сферул существенно силикатного и магнетит-иоцитового составов и других частиц сложного строения (рис. 30).

Все описанные выше частицы отобраны из коренных пород. Аналогичные образования часто встречаются в осадочных породах вблизи расположения взрывных структур, причем они более разнообразны по минеральному составу. В районе Ильинецкой структуры в современном аллювии р. Собик установлены, в частности, магнитные сферулы магнезиоферритового и магнезиоферрит-иоцитового состава, а также стеклянные сферулы, содержащие скелетные кристаллы алюмохромита и оливина.

ВЫВОДЫ

Описанные закаленные частицы из пород взрывных структур проблематичного происхождения и заведомо эндогенных образований имеют ряд общих особенностей, проявляющихся во внешнем облике, внутреннем строении и минеральном составе этих частиц, а также в морфологии и химизме слагающих их минералов.

Частицы в большинстве своем округлой или шлаковидной формы, в различной степени пористые, газонасыщенные, с четко выраженным признаками кристаллизации из высокотемпературного расплава. Пористость частиц, широко развитый в них изоморфизм Fe и Mp, характерный для условий низких давлений, и ряд других фактов свидетельствуют о том, что эти частицы образовались при давлениях, соответствующих суббулканическим или приповерхностным уровням глубинности.

Наличие признаков плавления ксеногенных зерен рутила и других минералов в шлаковидных частицах позволяет предполагать существование температур во время формирования частиц, превы-

шающих 1850 °С. Скелетный и дендритный рост кристаллов рудных минералов в этих частицах, аномальные оптические свойства магнетита и иоцита, отсутствие силикатов в стеклах и другие особенности указывают на высокую скорость остывания частиц — капель расплава, составляющую по предварительным оценкам от нескольких десятков до нескольких сотен градусов в час.

В различных типах изученных частиц фиксируются одинаковые черты эволюции минерального состава, отвечающие снижению температуры и повышению фугитивности кислорода. Исходя из анализа минерального состава частиц и результатов электронно-зондовых исследований минералов из известных ассоциаций, с учетом экспериментальных данных [42] по изучению системы Fe—Ti—O при высокой температуре (1200 °C) и контролируемой фугитивности кислорода, описанные частицы можно расположить в закономерные ряды.

1. Магнитные пластиинки и сферулы: Fe^0 (самород. железо) + $+\text{Fe}_{1-x}\text{O}$ (иоцит) $\rightarrow \text{Fe}^0$ (самород. железо) + Fe_{1-x}O (иоцит) + Fe_3O_4 (магнетит) $\pm \text{Fe}_2\text{O}_3$ (гематит) $\rightarrow \text{Fe}_{1-x}\text{O}$ (иоцит) + Fe_3O_4 (магнетит) + Fe_2O_3 (гематит) $\rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4$ (магнетит) + Fe_2O_3 (гематит).

2. Шлаковидные частицы с преобладанием ульвошпинели: $[\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{TiO}_2]_{\text{тв.р}}$ (ульвошпинель) + Fe^0 (самород. железо) $\pm \pm [\text{FeTiO}_3 + \text{Ti}_2\text{O}_3]_{\text{тв.р}}$ (ильменит) $\rightarrow \text{Fe}_2\text{TiO}_4$ (ульвошпинель) $\pm \text{Fe}^0$ (самород. железо) $\rightarrow [\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{Fe}_3\text{O}_4]_{\text{тв.р}}$ (ульвошпинель) $\pm \text{Fe}_{1-x}\text{O}$ (иоцит).

3. Шлаковидные частицы с преобладанием ильменита: $[\text{FeTiO}_3 + \text{Ti}_2\text{O}_3]_{\text{тв.р}}$ (ильменит) + Fe^0 (самород. железо) $\pm \pm [\text{FeTi}_2\text{O}_5 + \text{Ti}_3\text{O}_5]_{\text{тв.р}}$ (армоколит) $\rightarrow [\text{FeTiO}_3 + \text{Ti}_2\text{O}_3]_{\text{тв.р}}$ (ильменит) $\pm \text{Fe}^0$ (самород. железо) $\rightarrow [\text{FeTiO}_3 + \text{Ti}_2\text{O}_3]_{\text{тв.р}}$ (ильменит) + $+ \text{Fe}_2\text{TiO}_4$ (ульвошпинель) $\rightarrow \text{FeTiO}_3$ (ильменит) + $[\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{Fe}_3\text{O}_4]_{\text{тв.р}}$ (ульвошпинель).

4. Шлаковидные частицы с преобладанием армоколита: $[\text{FeTi}_2\text{O}_5 + \text{Ti}_3\text{O}_5]_{\text{тв.р}}$ (армоколит) $\pm [\text{FeTiO}_3 + \text{Ti}_2\text{O}_3]_{\text{тв.р}}$ (ильменит) $\pm \text{Fe}^0$ (самород. железо) $\rightarrow [\text{FeTi}_2\text{O}_5 + \text{Ti}_3\text{O}_5]_{\text{тв.р}}$ (армоколит) + $[\text{FeTiO}_3 + \text{Ti}_2\text{O}_3]_{\text{тв.р}}$ (ильменит) + Fe_2TiO_4 (ульвошпинель).

Совместное присутствие в одной и той же закаленной частице самородного железа и магнетита, иоцита и гематита и т. д., неоднородность состава минералов и одновременное наличие частиц с разной степенью окисленности свидетельствуют о кристаллизации минералов в неравновесных условиях. При этом параметры среды минералообразования изменялись быстрее, чем шла кристаллизация. Возникновение частиц различного химического и минерального состава связано, по всей вероятности, с неоднородностью исходных расплавов и существующей с частицами газовой фазы. Последняя играла, очевидно, роль кислородного буфера, а ее варьировавший состав вызывал различия в величинах f_{O_2} .

Таким образом, изученные частицы сформировались из высокотемпературного силикатного расплава, обогащенного титаном, марганцем и щелочами, в гетерогенной по Т и f_{O_2} среде, характеризующейся температурами до 1850 °C и более, при f_{O_2} , сопостав-

вимой с условиями образования лунных пород, при небольших давлениях, соответствовавших субвулканическим — приповерхностным уровням глубинности, и высокой скорости остывания. Для частиц из кимберлитовых брекчий и других вулканических пород можно предположить, что они формировались подобно стекловатому пеплу при декомпрессии магматического очага в результате вспенивания и дезинтеграции насыщенных флюидами остаточных расплавов. Возможно также, что в их происхождении существенную роль играли процессы ликвации расплавов в апикальных частях магматической колонны под действием растворенных газов, в первую очередь водорода, поскольку активность последнего при декомпрессии возрастает [21], а это способствует восстановлению металлов, имеющих невысокое сродство к кислороду, и обособлению в расплаве капель, обогащенных железом и титаном. Сохранность минералов, неустойчивых в атмосферной обстановке, обеспечивалась резким спадом температуры вследствие адиабатического расширения флюидной фазы — эффектом «адиабатической закалки» [21] в условиях восстановительной среды. Высокие температуры, необходимые для расплавления ксеногенного материала в частичках, развивались, вероятно, вследствие экзотермических реакций окисления газов при их освобождении из расплава.

Поскольку закаленные частицы из изученных взрывных структур имеют большое сходство с аналогичными частицами из кимберлитов и других вулканитов, то представляется, что они формировались таким же образом.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВЗРЫВНЫХ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

ПРОБЛЕМА УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА

При расшифровке генезиса кольцевых структур важную роль играет установление в породах и минералах специфических преобразований, связываемых обычно с прохождением через эти породы мощной ударной волны. А. А. Вальтер и В. А. Рябенко отмечают «... уникальный характер изменения горных пород и минералов под действием взрывной ударной волны (ударный метаморфизм)... Падение метеорита с космической скоростью остается единственной причиной ударного метаморфизма, что и является общепризнанным в современной геологической науке» [3, с. 5].

Действительно, изучение метеоритов и лунных образцов, пород из мест подземных ядерных взрывов, а также данные многочисленных экспериментов по ударному сжатию минералов и пород позволили однозначно установить, что такого рода преобразования могут быть обусловлены грандиозными шоковыми давлениями вплоть до 100 ГПа и выше. Все это не вызывает ни малейшего сомнения, так же как не вызывает сомнений невозможность достижения таких сверхвысоких давлений при любых мыслимых эндогенных близповерхностных процессах.

Казалось бы, в таком случае установление признаков ударного метаморфизма автоматически ведет к признанию метеоритной природы соответствующих кольцевых структур. Тем не менее такой подход может привести и к серьезным ошибкам.

Проблема корректного приложения данных эксперимента канализу природных процессов весьма сложна хотя бы потому, что в эксперименте невозможно учесть и воспроизвести всю сумму факторов, действующих в природной системе. Эксперимент неизбежно схематизирует и упрощает. Не случайно многие исследователи-экспериментаторы неоднократно подчеркивали, что даже строгое соответствие экспериментальной модели природному объекту не доказывает того, что данный объект возник именно таким путем. Оно лишь свидетельствует о том, что этот объект мог образоваться таким путем. Вполне допустимо, что изменение условий в системе в принципе может привести к формированию того же объекта и иным способом. Примеры конвергентности в геологии достаточно многочисленны и широко известны.

В то же время сторонники импактной гипотезы постоянно подчеркивают связь ударного метаморфизма исключительно с падением метеоритов, полностью отрицая возможность развития аналогичных преобразований другими путями. Действительно ли дело обстоит так?

Проблема была сформулирована одним из основателей импактной гипотезы Н. Шортом. Он писал в 1968 г., что суть спора можно резюмировать следующим образом: являются ли конусы разрушения, высокобарические фазовые состояния, необычные типы микродеформаций и т. п. исключительным признаком ударных явлений или же они могут быть созданы как ударом, так и другими, пока неизвестными процессами, действующими при гораздо более низких давлениях.

А. А. Вальтер предлагает различать макроскопические (фиксируемые визуально при полевых исследованиях) и микроскопические признаки сверхмощного взрыва метеорита. Рассмотрим их в той же последовательности.

Макроскопические признаки взрыва. Из макроскопических признаков сверхмощного взрыва наибольшее значение и выразительность имеют конусы разрушения. По мнению Р. Дитца, впервые связавшего возникновение конусов с метеоритным взрывом, именно конусы разрушения являются наиболее ярким и убедительным критерием импактогенеза. Они образуются в песчаниках, известняках, гранитах, гнейсах и других породах. Их формирование связывают с развитием ударных трещин вдоль границы пластически и упруго деформируемой среды при достижении динамического предела упругости, т. е. при давлениях 1,5—9 ГПа.

Однако уже в 1963 г. В. Бухер выдвинул аргумент против образования конусов в результате метеоритного удара, продемонстрировав при этом фотографии аналогичных конусов в каменном угле. Им же описаны образцы из структуры Штейнхейм, в которых имелись две системы различно ориентированных конусов разру-

шения. Мы в пределах Карской структуры нередко наблюдали две противоположно ориентированные системы конусов в пределах единого цельного обломка.

Необходимо отметить, что конусы разрушения описаны в вулканическом кратере Серро Колорадо, а также в 35 км от края интрузии Седбери за пределами возможного воздействия метеоритного удара. Как отмечал Дж. Рамсей в 1961 г., структуры, во многом аналогичные типичным конусам разрушения, воспроизведены экспериментально при осевом сжатии цилиндрических образцов породы. По мнению П. Кюрри [34], конусы разрушения возникают в результате быстрого ослабления импульса напряжения, по механизму так называемой «ударной декомпрессии».

Другим макроскопическим признаком являются псевдотахилиты — «тончайшие афанитовые прожилки, разделяющие метровые блоки сдвинутых и повернутых относительно друг друга гранитных пород центрального поднятия и экзоконтакта кратеров. Псевдотахилиты, связанные со взрывными метеоритными кратерами, содержат минералы со следами ударного метаморфизма. Хотя они известны в некоторых милонитах, но залегание их между развернутыми относительно крупными блоками пород очень характерно для взрывных кратеров» [3, с. 22].

В. Л. Масайтис, указывая на важнейшие диагностические признаки астроблем, также отмечает присутствие псевдотахилитов. Под псевдотахилитами он подразумевает «переходные к импактикам породы, отличающиеся тем, что псевдотахилиты не испытали существенных перемещений материала, в то время как импактиты в целом — перемещенные образования» [12, с. 20]. Таким образом, по В. Л. Масайтису, механизм формирования псевдотахилитов и тагамитов был в принципе одним и тем же, а именно ударно-взрывным.

В настоящее время доказано, что псевдотахилиты широко распространены в земной коре. Они известны на всех континентах, исключая Австралию. Многочисленные выходы псевдотахилитов описаны на территории Советского Союза (Украинский, Алданский, Анабарский щиты). Хотя они известны еще с начала XIX столетия, до сих пор среди геологов нет единой точки зрения на происхождение этих своеобразных пород. Приуроченность псевдотахилитов к зонам структурных деформаций, их тесная связь с милонитами и ультрамилонитами дали возможность предположить тектонический генезис псевдотахилитов. Наиболее широко распространена гипотеза о переплавлении милонитизированных пород в зонах взбросов за счет теплоты трения при тектонических подвижках. Детально этот вопрос рассмотрен в работах Л. И. Салопа, А. Филпотса и др.

Однако отсутствие в ряде случаев заметных перемещений вдоль тектонических зон вынудило ряд исследователей привлечь новые идеи для объяснения генезиса псевдотахилитов. Так, С. Шендом в 1916 г. для псевдотахилитов из местечка Перайс (структуре Вредефорт, ЮАР) была предложена «газовая» мо-

дель. По его представлениям, перегретые флюиды в зонах нарушений поднимались по трещинам и вызывали плавление милонитизированных пород. При этом роль теплоты была незначительной, а тектонические нарушения выполняли в основном функцию флюидопроводников. Эта весьма оригинальная и привлекательная гипотеза не получила, к сожалению, дальнейшего развития.

Находки псевдотахилитовых жил в слабо нарушенных породах позволили А. Филпотсу предположить, что образование псевдотахилитов в ряде случаев связано с повышенным тепловым потоком, прогревающим породы до субсолидусных температур, а теплота трения играет ограниченную роль «спускового крючка», приводя к окончательному расплавлению.

Необходимо подчеркнуть, что псевдотахилиты всего мира, независимо от характера их локализации, обладают множеством сходных черт. Вкратце перечислим их.

1. Макроскопические признаки: залегание среди раздробленных и милонитизированных пород; незначительный размер жил и выделений; интрузивная форма залегания; контакты с вмещающими породами резкие с зоной закалки в случае перемещения псевдотахилитового материала и постепенные, плавные, когда перемещение отсутствовало; насыщенность псевдотахилитов мелкими обломками вмещающих пород; сильная пористость и флюидальность.

2. Микроскопические признаки: базис представлен изотропным стеклом; коррозия ксенообломков расплавом; закалочная форма выделившихся микролитов (дендриты, скелетные кристаллы и т. д.); облакообразная раскристаллизация базиса; обрастание резорбированных обломков микролитами ортопироксена и плагиоклаза; нарастание степени кристалличности к центральным частям жил; опацитизация темноцветных минералов.

Такое обилие сходных черт свидетельствует, по-видимому, об общности генезиса всех псевдотахилитов. Поскольку часть их никак не связана с предполагаемыми астроблемами и имеет заведомо эндогенное происхождение, ударно-взрывной механизм образования представляется сомнительным и для псевдотахилитов из взрывных кольцевых структур.

Микроскопические признаки взрыва. В целом различаются следующие основные типы ударных преобразований по мере увеличения давлений и температур [12].

1. Развитие неправильной трещиноватости, катаклаз, смятие листовых силикатов.

2. Понижение показателей преломления и двупреломления, ударное двойникование, ударный кливаж, развитие планарных элементов по определенным кристаллографическим направлениям (диаплектоевые, или тетоморфные, минералы).

3. Изотропизация и образование диаплектоевых стекол.

4. Кинетические реакции с образованием высокобарических фаз.

5. Полное плавление всех минеральных фаз и испарение.

Экспериментальные данные показывают, что верхним пределом образования диаплектовых стекол является давление 43 ГПа для полевых шпатов и 50 ГПа для кварца. Более высокие давления вследствие высоких остаточных температур приводят к плавлению и переходу в обычное жидкое стекло.

Естественно, что объяснение достижения таких давлений в геологических процессах весьма затруднительно, если вообще возможно. Тем не менее необходимо отметить, что, по данным А. А. Вальтера, прямой перенос экспериментальных оценок на природные взрывы некорректен, поскольку продолжительность последних более чем на порядок превышает длительность экспериментальных взрывов. Поэтому полученные экспериментально значения давлений должны быть существенно уменьшены [15].

Очевидно, что по своей сути ударный метаморфизм в минералах представляет собой процесс разрушения кристаллической решетки под воздействием ударной волны. Однако нагрев минерала до температур, близких к температуре его плавления, особенно нагрев достаточно быстрый, также приводит если не к разрушению, то к существенному «расшатыванию», ослаблению решетки. При этом возможны два варианта. Во-первых, могут существовать некоторые аналогии между преобразованиями минералов под влиянием высоких температур и под влиянием шоковых давлений. Во-вторых, в предварительно нагретых, «ослабленных» образцах соответствующие проявления ударного метаморфизма теоретически могут возникать при намного меньших давлениях, чем в опытах по ударному сжатию «холодных» образцов.

В работе О. Н. Волынца [4] сведены данные по пиromетаморфизму кислых пород (в экзоконтактах и ксенолитах) под воздействием суббулканических тел основного состава. Как правило, плавление развивается в ореолах вокруг тел небольших размеров (главным образом некков) в условиях малых давлений. Новообразованное стекло нередко сохраняется. Таким образом, термальный метаморфизм был вызван быстрым подъемом и последующим быстрым спадом температуры, т. е. имел импульсный (в геологическом смысле) характер.

По мере нарастания температуры происходит изменение оптических свойств, структур и строения минералов. До достижения температуры плавления, угол оптических осей калиевого шпата и кислого плагиоклаза уменьшается, причем первый, независимо от начального состояния, переходит в санидин. Развитие полевых шпатов с меньшей степенью упорядоченности отмечается и в «импактитах», где они, как полагают, образуются в результате раскристаллизации диаплектовых полевошпатовых стекол [3].

Полевые шпаты и кварц становятся трещиноватыми, а некоторые крупные зерна их гранулируются. Отмечается частичная рекристаллизация зерен кварца в гранобластовый агрегат. При рекристаллизации калиевого шпата образуются микрогранофировые, аксиолитовые и фельзитосферитовые срастания его с кварцем. Широкое развитие аналогичных микрогранобластовых агрегатов квар-

ца и срастаний различного типа характерно и для пород предполагаемого импактного генезиса, причем эти агрегаты рассматриваются как результат девитрификации диаплектовых стекол [12]. Показатель преломления кварца понижается (как и в «импактиках»).

Биотит сначала изменяет цвет до коричнево-красного, а затем быстро мутнеет за счет образования окислов железа. В зоне, предшествующей плавлению, он обычно целиком опацитизируется либо распадается на тонкозернистый агрегат окислов железа и титана, ортопироксена и альбита. Сходный характер изменения типичен и для других темноцветных — граната, роговой обманки. Полностью аналогичную картину разложения темноцветных минералов наблюдаем и в породах криптовзрывных структур, где возникающие полиминеральные агрегаты иногда относят к гидротермально измененным диаплектовым стеклам.

Интересно начало плавления полевых шпатов, где широко развиваются ситовидные, губчатые, сотовидные, дактилоскопические структуры. Это объясняется предпочтительным плавлением вдоль плоскостей спайности, двойникования, трещинок, перитовых вrostков. Кристаллы полевых шпатов приобретают мозаичный облик и состоят из отдельных маленьких кристалликов, разделенных выделениями стекла. При этом в скрещенных николях такие кристаллы кажутся иногда практически изотропными.

Как отмечает О. Н. Волынец, наблюдающееся явление весьма сходно с плавлением плагиоклаза в метеоритах и взрывных структурах. Действительно, полевые шпаты с такими структурами весьма распространены в предполагаемых импактиках, а в тагамитах II типа составляют 90—100 % от общего количества полевошпатовых обломков. Сходство таких полевых шпатов отчетливо видно на рис. 31.

При плавлении кварца и полевых шпатов возникающие «островки» расплава не смешиваются между собой и закаляются с образованием мономинеральных стекол плавления.

Наконец, отметим, что, по данным Е. Ф. Малеева, полная изотропизация вкрапленников полевых шпатов достаточно часто фиксируется в некоторых типах вулканитов [11].

Важным признаком являются так называемые планарные элементы. Именно образование систем тонких (микронных) трещин — планарных элементов — рассматривается многими исследователями как одно из наиболее ярких проявлений ударного метаморфизма [3, 8, 12]. При этом особое значение в качестве индикаторных придается планарным элементам, развивающимся по направлениям {0001} (базальная система, возникающая при минимальных ударных давлениях), {1013} (ω -система) и {1012} (π -система). Известно, однако, что аналогичные деформационные структуры экспериментально получены и неударным способом [31, 44]. Опыты по статическому сжатию проводились при давлениях 0,2—4,5 ГПа (а в отдельных опытах и до 10 ГПа), температурах 200—1020 °С и скоростях деформации 10^{-3} — 10^{-5} с⁻¹. Де-

формационные ламелли по направлениям $\{0001\}$ и $\{10\bar{1}3\}$ описаны и в природных тектонитах из зон милонитизации в шпатае Айдахо [41].

Таким образом, сам факт наличия различных деформационных структур, ориентированных по $\{0001\}$, $\{10\bar{1}3\}$, $\{10\bar{1}2\}$, не служит

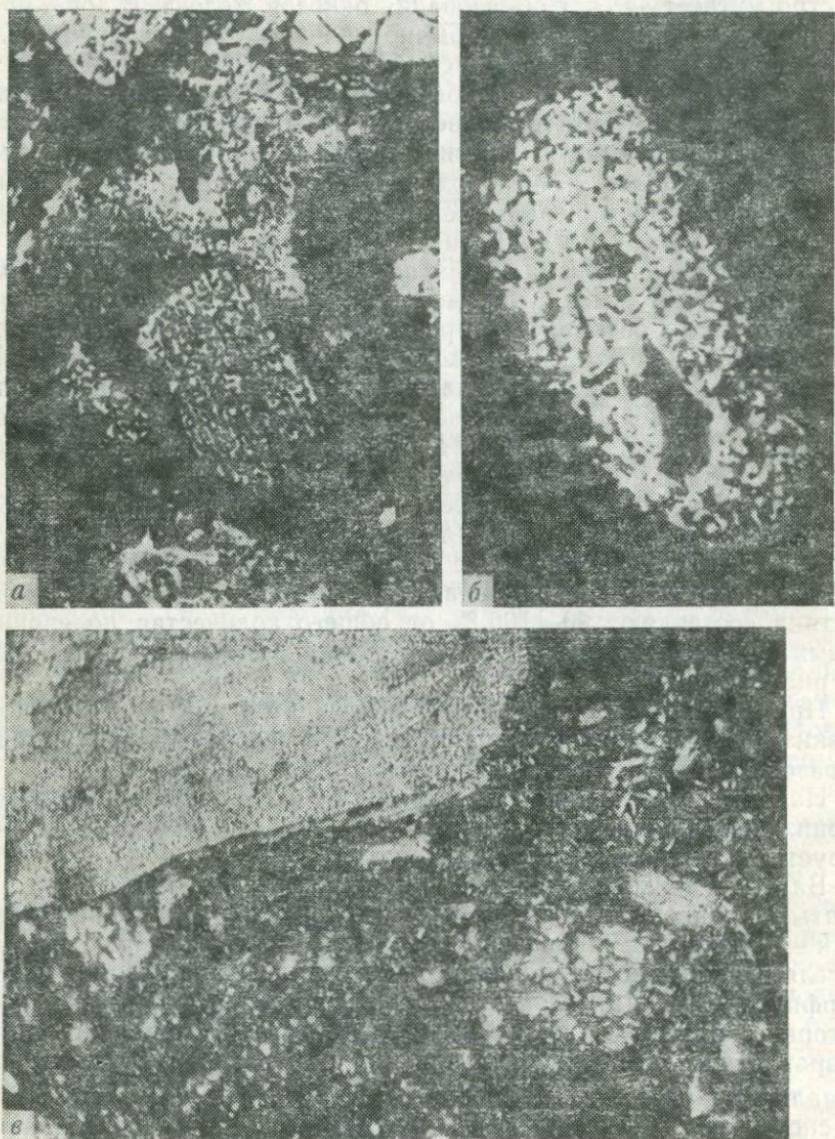


Рис. 31. Плагиоклазы с губчатой структурой:

a — из плавленного ксенолита тоналита в андезитовом некке; *б* — из плавленного ксенолита гранита в андезите [4]; *в* — из тагамитов II типа Попигайской структуры

достаточным основанием для диагностики ударного метаморфизма. Более важным в этом отношении является общий вид гистограмм частоты встречаемости деформационных плоскостей различной ориентировки. Для кварца по оси абсцисс на гистограммах откладываются значения углов между оптической осью кварца и полюсами плоскостей деформации, а по оси ординат — процент плоскостей с определенной ориентировкой. На таких гистограммах «импактированный» кварц обнаруживает обычно серию максимумов, соответствующих нескольким плоскостям ... Гистограммы для кварцев из метаморфических пород дают диффузное распределение с общим максимумом от 15 до 25° и асимметричный «хвост» по направлению к большим углам» [8, с. 41].

Рассмотрим с этой точки зрения результаты экспериментов по статическому сжатию кварца, по данным различных авторов (рис. 32, а, б). Две приведенные гистограммы, несмотря на некоторые второстепенные различия, имеют сходный облик и характеризуются резко выраженным максимумом в области малых углов. Данное распределение заметно отличается от распределения, типичного для метеоритных кратеров, по А. А. Вальтеру. Однако гистограммы значительно отличаются также и от гистограмм для кварца из тектонитов (см. рис. 32, в). Как подчеркивалось в работе [44], для гистограмм ориентировок в экспериментально деформированном кварце характерно наличие резко выраженных пиков (как и в «импактитах»), тогда как для кварца из тектонитов эти пики сильно размыты.

Таким образом, при статическом сжатии при высоких скоростях деформации кварца возникают деформационные ламелли, которые по набору определенных кристаллографических ориентировок и общему виду гистограмм занимают как бы промежуточное положение между полосками Бема из тектонитов и типичными планарными элементами, связанными с ударным метаморфизмом.

Рассмотрим теперь деформационные структуры, обнаруженные в породах заведомо эндогенного происхождения. Ранее уже отмечалось наличие планарных элементов в кварце из тагамитов, связанных постепенными переходами с трахибазальтами р. Федор на восточном склоне Анабарского массива. Гистограмма ориентировок планарных элементов приведена на рис. 32, г. Для нее характерен отчетливо выраженный пик {1013}; в целом гистограмма хорошо соответствует теоретической кривой для метеоритных кратеров и весьма похожа на гистограмму для ударно-метаморфизованного кварца из Попигайской структуры (рис. 32, е, по [12]). В отличие от последней кварц из тагамитов р. Федор обнаруживает дополнительный четкий максимум в области малых углов (4—8°).

В туфах моронговской свиты нижнего триаса в северной части Норильского плато, в районе верхнего течения р. Южный Ергалах, широко распространены ксенолиты кристаллических пород и древних осадочных образований протерозойского возраста. Размер ксенолитов колеблется от долей сантиметра до 0,3—0,5 м, форма

чаще округлая, эллипсоидальная, обусловленная, скорее всего, абразией ксенолитов газово-твердой флюидизированной взвесью при транспортировке в магматическом канале. Нередко на ксенолитах сохраняются реликты туфовой «рубашки»; кроме того, отмечаются инъекции туфового материала в ксенолиты по трещинам.

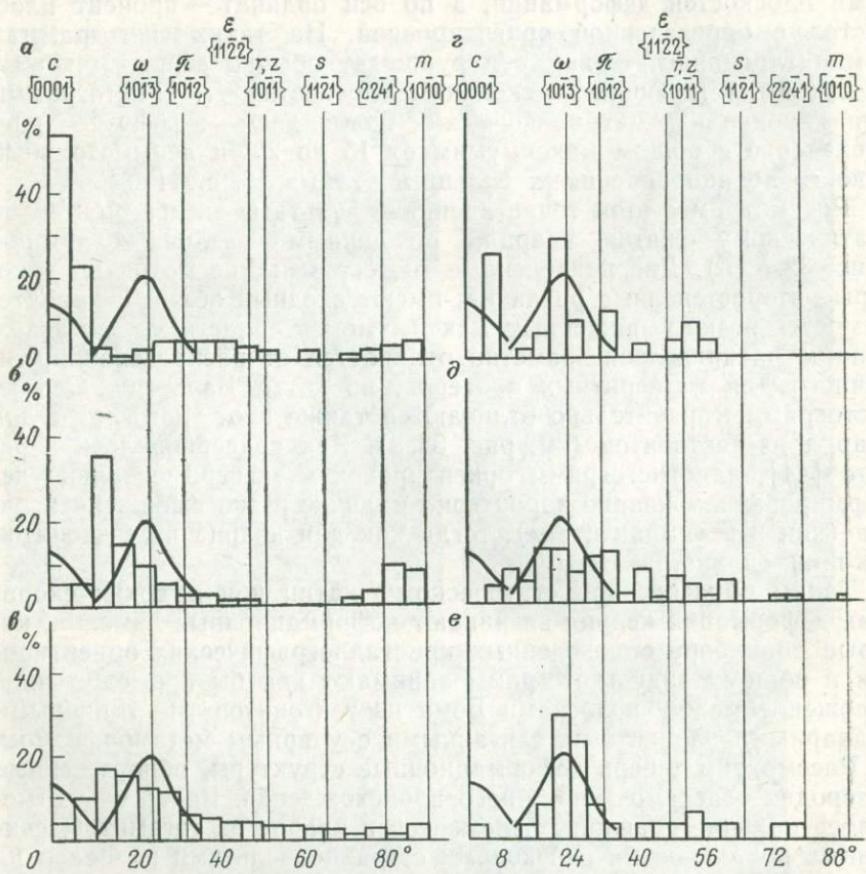


Рис. 32. Гистограммы распределения ориентировок деформационных ламелей в кварце (в породах различного генезиса и по экспериментальным данным):
а, б — экспериментальные данные по статическому сжатию кварца: а — по Картеру и др., б — по [44]; в — тектониты из зон милонитизации, по Картеру и др., г — тагамиты р. Федор; д — туфы моронговской свиты Норильского района; е — Попигайская структура [12]. На все диаграммы для сравнения нанесена обобщающая кривая для метеоритных кратеров (по А. А. Вальтеру)

Крупный размер ксенолитов и обломков и высокое их содержание в туфах (до 50 %) указывают на близкое расположение центра извержения этих пород, предположительно находящегося где-то в долине р. Южный Ергалах. По современным представлениям, верхнепротерозойские образования залегают под Норильским плато в интервале глубин 4,5—8 км, а нижне-среднепротерозойские —

8—20 км, что указывает на значительную величину вертикального переноса ксенолитов.

В шлифах кварцевых аркозовых песчаников обнаружены планарные элементы в кварце и в некоторых случаях — в калиевом полевом шпате. Нечетко выраженные планарные элементы наблюдались также в кварце из гранитов и кварцитов.

Планарные элементы в кварце из песчаников представлены одной-двумя (до четырех) системами частых параллельных трещин или тонких полосок — линий темно-серых частиц пелитовой разнородности, сопровождаемых световым эффектом типа полоски Бекке. Для зерен кварца с планарными элементами характерно слабое побурение и резко выраженное облачное, крайне неравномерное погасание. Снижения двупреломления и показателя преломления не наблюдается.

Замеры угла между полюсом системы планарных элементов и оптической осью кварца на столике Федорова показали, что планарные элементы наиболее часто ориентированы по направлениям $\{10\bar{1}3\}$, $\{10\bar{1}2\}$ и $\{10\bar{1}4\}$, а также некоторым другим (см. рис. 32, д). В целом характер гистограммы соответствует обобщенной кривой для метеоритных кратеров, однако максимумы выражены слабо.

Планарные элементы по направлениям ω , π и $\{10\bar{1}4\}$ обнаружены и в обломках кварца из эксплозивных брекчий вулканического жерла на ручье Угольном, в восточной части Норильского района, в бассейне среднего течения р. Кета-Ирбо.

Таким образом, в Норильском районе мы имеем редкий пока еще пример нахождения планарных элементов в породах, формировавшихся при участии мощных взрывных процессов, но в породах заведомо эндогенного происхождения. В связи с этим заслуживает упоминания обнаруженный в траппах Норильского района «метеоритный» парагенезис минералов, включая графит, муассонит, самородное железо, по данным И. Н. Горяннова и др.

Что касается кварца из зоны милонитизации в Айдахо, то, к сожалению, В. Гринвуд не приводит гистограммы распределения ориентировок. Указывается, однако, что деформационные ламеллы содержат 10 % кварцевых зерен. Всего сделано 160 замеров ориентировки ламеллей, 3 % их ориентированы по $\{0001\}$, а 30 % — по ω -системе $\{10\bar{1}3\}$. Судя по значительной величине пика $\{10\bar{1}3\}$, в данном случае мы имеем распределение ориентировок, типичное для ударно-метаморфизованного кварца.

На сегодняшний день есть по меньшей мере три примера (Норильский район; р. Федор, СССР; штат Айдахо, США) нахождения типичных планарных элементов в породах явно земного генезиса.

Завершая краткий обзор планарных элементов, необходимо упомянуть работу Р. Гиббона и Т. Аренса, экспериментально изучивших изменения, протекающие в монокристалле плагиоклаза ювелирного качества при ударных давлениях до 50 ГПа. Эти исследователи отметили, что самым удивительным результатом является полное отсутствие планарных элементов, которые при та-

ких давлениях должны были обязательно возникнуть. В опытах же наблюдались лишь грубая трещиноватость и грубое кливажирование. Авторы пришли к выводу, что планарные элементы не являются обязательным признаком ударного метаморфизма, но могут формироваться самыми различными путями.

Сложной проблемой является генезис некоторых высокобарических фаз — коэсита, стишовита, лонсдейлита. Алмазы с примесью лонсдейлитовой фазы обнаружены в метеоритах, породах взрывных кольцевых структур (предполагаемых астроблемах) и в некоторых россыпях. Детальное изучение этих алмазов, а также обобщение экспериментальных данных привели к заключению, что поликристаллические алмазы с лонсдейлитом являются результатом сверхвысокого ударного давления на углеродсодержащие вещества (в основном графит). По мнению многих исследователей, лонсдейлитсодержащие алмазы относятся к наиболее достоверным «индекс-минералам» ударного метаморфизма.

Однако в последнее время появляются работы, сообщающие о находках лонсдейлита в других породах. Так, по данным В. А. Милювене, центральные части многих кристаллов алмаза из кимберлитов сложены лонсдейлитом. Делается вывод о кристаллизации лонсдейлита в апикальной части кимберлитового очага при меньшем пересыщении расплава углеродом и при меньших температурах, чем кубического алмаза. К сожалению, диагностика лонсдейлита проводилась В. А. Милювене на основании только особенностей морфологии и оптических свойств и поэтому не может рассматриваться в качестве строгой. Вызывают сомнения и данные о находках лонсдейлита в поликристаллических алмазах в эклогитах.

Очень важное значение имеют экспериментальные данные Д. В. Федосеева с соавторами [24]. Они использовали эффект, при котором при очень больших скоростях охлаждения конденсированных фаз возможно образование метастабильных и замороженных состояний. Установлено, что при быстром охлаждении поликристаллического графита, предварительно нагретого с помощью ИК-лазера до 3000 °К, образуются различные фазы, среди которых методом дифракции электронов установлены кубический алмаз, лонсдейлит, α - и β -карбины. Чем меньше исходная температура, тем меньше образуется алмаза и больше α -карбина. В графите выявлены признаки пластических деформаций.

Ранее было показано, что признаки перегрева в условиях низких давлений характерны не только для расплавов криптовулканических структур, но присущи также и некоторым эндогенным эруптивным, в том числе кимберлитовым, брекчиям. Это каймы плавления кварца и рутила в стеклянных сферулах, восстановление магнетита до иоцита, ильменита до ульвошинели, образование армолколита по рутилу — все это свидетельствует о том, что явление сверхперегрева расплава при низких давлениях (до температур 2000 °С и выше), установленное для криптовулканитов, реализуется и в реальных эндогенных процессах, при формирова-

нии пород, связанных с мощными эндогенными взрывами. Учитывая это, механизм образования метастабильных высокобарических фаз, экспериментально установленный в работе [24], представляется вполне приемлемым для объяснения генезиса этих фаз в природной обстановке. Сейчас имеются предварительные данные, что в ходе аналогичного процесса, при метастабильном распаде перегретых кварцевых стекол, могут образовываться коэсит и стишовит.

К настоящему моменту коэсит обнаружен в 16 предполагаемых астроблемах, а стишовит — в трех. Кроме того, находки коэсита известны в кратерах химических и ядерных взрывов, тектитах, фульгуритах, в составе включений эклогитов в кимберлитах и в качестве включений в алмазах. Минимальное давление, необходимое для образования стишовита из кварца, составляет примерно 9 ГПа. Для коэсита эта величина равна 2 ГПа, однако при ударном метаморфизме массивного кварца коэсит не образуется. Он возникает при ударном сжатии природных и искусственных пористых материалов. В случае же массивной мишени, как указывает Д. Штоффлер, коэсит образуется при постшоковом отжиге стишовита, т. е. является индикатором более высоких импульсных давлений, чем стишовит. При нагреве выше 250 °C коэсит, и стишовит легко уничтожаются; переходя в кристобалит.

Некоторые из приведенных выше сведений вызывают определенные сомнения. Так, если коэсит действительно фиксирует более высокие ударные давления, чем стишовит, непонятно, почему коэсит в криптовулканитах распространен гораздо шире. Известно ведь, что чем меньше давление, при котором возникает тот или иной признак, тем, как правило, шире распространен этот признак. Можно было бы ожидать поэтому преобладания стишовита над коэситом. По мнению А. А. Вальтера и Е. П. Гурова, такое противоречие объясняется более легким уничтожением стишовита (по сравнению с коэситом) при высоких постшоковых температурах. Однако при анализе современной диаграммы состояния кремнезема остается непонятным, на чем основано это заключение.

Нам представляется, что высокобарические модификации кремнезема образовывались, вероятно, метастабильным путем, возможно, в результате метастабильного распада перегретых кварцевых стекол, аналогично метастабильному распаду графита [24]. В этой связи отметим, что метастабильный рост коэсита в сильно деформированном кварце описан Х. Грином [40].

В девяти опытах по статической нагрузке мелкозернистых кварцевых песчаников ($p=0.5-2$ ГПа, $T=450-900$ °C, скорость деформации 10^{-4} с $^{-1}$) возникали довольно крупные кристаллы коэсита. В образцах, деформированных в аналогичных условиях, но при меньших скоростях деформации ($10^{-4}-10^{-7}$ с $^{-1}$), коэсит не образовывался. Метастабильный рост коэсита установлен также Б. Хоббсом и, по сообщению Х. Грина, Дж. Туллисом.

Х. Грином рассмотрены два вероятных механизма метастабильного образования коэсита. С одной стороны, возможно, что вокруг

дислокаций в кристаллах кварца могут возникать локальные напряжения, соответствующие по своей величине области стабильности коэсита. Однако едва ли такие напряжения могли сохраняться в течение времени, достаточного для образования сравнительно крупных кристаллов.

С другой стороны, известно, что свободная энергия кристаллов возрастает за счет дислокаций кристаллической решетки. Термодинамические расчеты, проведенные Х. Грином, показали, что при плотности дислокаций в кварце 10^{12} см^{-2} свободная энергия такого «напряженного» кварца превысит свободную энергию «ненапряженного» коэсита. Это может привести к метастабильному росту последнего.

Возможность метастабильного роста высокобарических фаз, как подчеркивает Х. Грин, ставит вопрос о происхождении содержащих эти фазы пород. В частности, ему кажется достаточно рискованным проводить оценку величин ударного давления в импактных структурах по наличию в них коэсита и стишовита.

С этой точки зрения представляет интерес работа Р. Дитца с соавторами [36], которые убедительно доказали, что структура Ришат в Мавритании не является астроблемой. Касаясь вопроса о достоверности ранней находки коэсита в породах структуры, Р. Дитц отметил, что даже подтверждение этой находки не будет доказывать метеоритного происхождения структуры Ришат, сказавшись при этом на процитированную выше работу Х. Грина.

Говоря в целом об условиях образования в природе некоторых специфических минералов, которые, судя по экспериментальным данным, являются высокобарическими, необходимо подчеркнуть, что эта проблема, по существу, только лишь начинает осознаваться исследователями во всей своей сложности. В экспериментах, по результатам которых, собственно говоря, и судят об области термодинамической стабильности тех или иных минералов, изучались главным образом два параметра — температура и давление. Однако сейчас уже ясно, что учет некоторых дополнительных переменных может привести к совершенно неожиданным эффектам. Яркий пример такого влияния дают нам кноррингитовые пиропы, бедные Ca и богатые Cr. Экспериментальные данные по синтезу кноррингита позволили Н. В. Соболеву заключить, что высокохромистые гранаты, наблюдаемые в виде включений в алмазах, кристаллизовались при максимальных давлениях в поле стабильности алмаза. Однако эти эксперименты не учитывали особенностей флюидного режима минералообразования. Последняя работа геологов Якутии убедительно показала, что в резко восстановительных условиях кноррингитовые гранаты могут кристаллизоваться при меньших давлениях в пределах земной коры. Учет дополнительного параметра существенно видоизменил наши представления. Таким образом, при использовании экспериментальных данных для анализа условий образования высокобарических фаз необходимо помнить, что эти условия могут существенно меняться

в зависимости от реальной обстановки природного минералообразования.

Суммируя вышесказанное, отметим, что образование признаков ударного метаморфизма может быть связано с действием ряда механизмов. Одним из них является декомпрессия магматического очага в близповерхностных условиях. На значительной глубине такая декомпрессия происходит замедленно вследствие большой протяженности транзитных путей отделившихся от магмы газов и затрудненных условий их фильтрации. Взрывообразное отделение газов в приповерхностных условиях будет, очевидно, способствовать практически мгновенному спаду давления вплоть до величин ниже атмосферного. Вмещающие очаг породы, нагретые до температур, превышающих ликвидусные температуры их плавления в обычных условиях, при таком спаде давления окажутся резко перегретыми и могут, вероятно, перейти в стекловатое состояние полностью или частично без нарушения их структурно-текстурных особенностей, с последующей закалкой вследствие адиабатического течения процесса. Вполне возможно, что именно по механизму декомпрессии образовывались в различной степени изотропизированные диаплектовые минералы и диаплектовые стекла.

Образование высокобарических фаз могло происходить в результате метастабильного распада перегретых кварцевых стекол и графита. Кроме того, при резком охлаждении анизотропия свойств минералов (неравномерность их сжатия по различным кристаллографическим направлениям) может привести к образованию планарных элементов в графите [24] и, по-видимому, в других минералах.

Как будет показано ниже, при взрывном окислении первично восстановленных ювелирных флюидов, т. е. при химических газовых взрывах, давление на фронте ударной волны может достигать 10 ГПа и более. Этого уже достаточно, чтобы вызвать образование конусов разрушения, а также коэсита и стишовита. Кроме того, необходимо учитывать, что воздействие ударных волн на предварительно нагретые породы может привести к появлению признаков ударного метаморфизма при давлениях, гораздо меньших, чем устанавливаемые в экспериментах с «холодными» образцами¹.

Таким образом, имеются все основания полагать, что при развитии близповерхностного газонасыщенного магматического очага, в ходе неоднократных резких колебаний температур и давлений, катастрофически быстрого отделения огромного объема газов и их взрывного окисления может возникать вся гамма эффектов ударного метаморфизма. На повестке дня стоит задача детального экспериментального и теоретического изучения возможных «эндогенных» механизмов ударного метаморфизма.

¹ Как установлено в работе [31], при статическом сжатии кварца с ростом температуры значения давлений, требуемых для образования деформационных ламелей, резко уменьшаются.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ВЗРЫВНЫХ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

В предыдущих разделах было показано, что Попигайская структура, взрывные кольцевые структуры Югорского полуострова, Украины характеризуются четкой приуроченностью к определенным тектоническим элементам земной коры. Так, Попигайская структура располагается в узле пересечения двух региональных зон глубинных разломов — Мунно-Анабарской и Молодо-Попигайской. С севера котловина окаймлена полукольцом долеритовых силлов и даек триасового возраста, что хорошо видно на геологической карте, составленной В. Л. Масайтисом [12], с юго-востока форма котловины подчеркивается дугообразным изгибом простираций структурных элементов архея Анабарского массива. Таким образом, попигайское «кольцо», близкое по форме и размерам современному, существовало как длительно развивающаяся геологическая структура задолго до времени падения предполагаемого метеорита. Более того, метеорит не только должен быть упавший именно в этот специфический структурный узел; необходимо также, чтобы энергия удара (примерно пропорциональная массе ударника), была такой, чтобы возникший кратер примерно совпал по размерам с существовавшим ранее «пракольцом»; необходимо, чтобы падение метеорита произошло непосредственно после того, как на прилегающих территориях и в пределах самого «пракольца» завершилась бурная взрывная вулканическая деятельность, приведшая к формированию многочисленных кимберлитовых и карбонатитовых трубок и тел трахибазальтов, а в самой структуре — вулканитов раннепопигайского комплекса. Случайное совпадение перечисленных выше независимых факторов представляется нам весьма и весьма маловероятным.

Карская и Усть-Карская структуры приурочены к узлу пересечения двух региональных зон разломов — северо-восточного и северо-западного простираций. Сопоставимы с ними по размерам Тарасовейская, Левдиевская и Байдарацкая структуры, чье размещение четко контролируется Байдарацким глубинным разломом северо-западного простириания. Разновозрастность Карской и Усть-Карской структур не позволяет рассматривать их как результат соударения с поверхностью Земли фрагментов единого расковавшегося в полете тела. Поэтому, с точки зрения метеоритной гипотезы, остается допустить, что на данном специфическом локальном участке (узле пересечения глубинных разломов) имели место два независимых падения, разделенных интервалом времени в несколько десятков миллионов лет. Очевидно, что такое допущение маловероятно.

Остановимся еще на некоторых примерах, касающихся ряда зарубежных кольцевых структур, рассматриваемых обычно как астроблемы.

Группа Урах, Штейнхем и Рис (ФРГ). Поле вулканических трубок взрыва и даек Урах, впадина Штейнхем (диаметром 148

3 км) и впадина Рис (диаметром 19—20 км) располагаются на плато Швабского Альба, сложенном главным образом известняками и другими отложениями юрского возраста (рис. 33). Мезозойские отложения и поверхность залегающего под ними палеозойского складчатого фундамента погружаются на юг-юго-восток под палеоген-неогеновые отложения предальпийского прогиба. Ли-

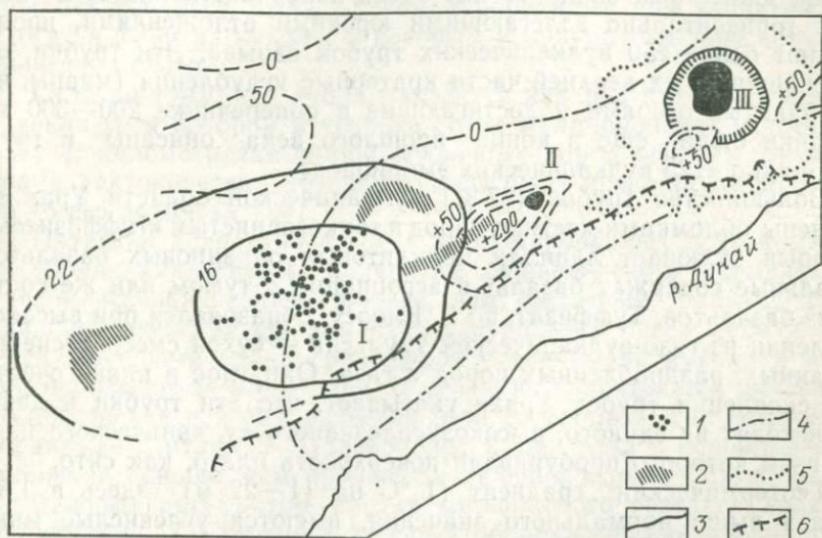


Рис. 33. Структурная зона Швабского Альба, в пределах которой находятся дигатремы и трубы взрыва Урах (I) и кольцевые структуры Штейнхейм (II) и Нордлинген-Рис (III) [32]:

1 — трубы взрыва, заполненные туфами и брекчиями; 2 — область распространения углекислых минеральных источников; 3 — линии равных значений геотермической ступени (в метрах на 1 °C); 4 — линии аномалий магнитного поля (вертикальная напряженность ΔZ , мВт/с²); 5 — границы распространения морских отложений предальпийского прогиба. Вблизи этой линии поверхность фундамента погружается под прогиб; 6 — структурный уступ

ния погружения называется Дунайской флексурой. Урах, Штайнхейм и Рис лежат на линии, параллельной этой флексуре, в 25—40 км к северу от нее, в зоне относительного подъема поверхности фундамента. Это валообразное поднятие достигает максимальной высоты в том месте, где к нему с северо-запада, из района г. Франкфурта-на-Майне, подходит другое такое же поднятие поверхности фундамента, так называемая ось Таубер-Рис. Именно в этой высшей точке находится округлая депрессия Нордлинген-Рис.

Возраст образования впадины Рис, которая обычно рассматривается в качестве одного из эталонных метеоритных кратеров, точно определен палеонтологическими и радиометрическими методами как поздний тортон — ранний сармат (14,8 млн. лет) и совпадает со временем образования соседней впадины Штайнхейм и вулканического поля Урах. Во впадине Штайнхейм, также расположенной

женной среди юрских отложений, наблюдаются конусы разрушения. Посередине впадины имеется центральная горка, сложенная беспорядочно и сильно перемятыми отложениями (J_1 , J_2), которые выжаты приблизительно на 150 м выше уровня их нормального залегания.

В 60 км к запад-юго-западу от впадины Штейнхейм находится центр интереснейшей, почти круглой в плане вулканической области, диаметром около 40 км. Здесь поверхность плато, сложенного горизонтально залегающими юрскими отложениями, пронизывают более 250 вулканических трубок взрыва. Эти трубки, образовавшие в их верхней части кратерные углубления (маары, часто занятые озерами и достигающие в поперечнике 200—300 м), и дайки были еще в конце прошлого века описаны в труде В. Бранко «125 вулканических эмбрионов».

Большинство трубок (87 %) вулканической области Урах заполнены обломками местных пород и тонкозернистым «туффизитом», который включает лапиллы мелилитовых оливиновых базальтов; остальные содержат базальт в ассоциации с туфом или же состоят из базальтов. Туффизит, по Г. Клоосу, образовался при высоком давлении из газо-вулканической эмульсии — сухой смеси диспергированных, раздробленных пород и газа. Округлое в плане очертание скопления трубок Ураха указывает, что эти трубки и дайки происходят из единого, высокоэксплозивного вулканического центра, газы которого пробуривали поверхность плато, как сито.

Геотермический градиент (1 °C на 11—22 м) здесь в 1,5—2 раза выше нормального значения, имеются углекислые минеральные источники. Такой же высокий градиент (1 °C на 12,4 м) отмечен в кольцевой структуре Нордлинген-Рис и указывает на близость еще не остывшего магматического очага [32]. Лакколиты и дайки того же позднемиоценового возраста, что и время образования вулканических трубок Ураха и впадин Рис и Штейнхейм, встречаются на продолжении зоны, параллельно Дунайской флексуре, как юго-западнее (у истоков Дуная и в Рейнском грабене), так и восточнее Нордлингена.

Территориальная близость, принадлежность к одной и той же структурно-текtonической зоне и к одному и тому же интервалу времени, сходство в геотермических аномалиях и аналогия в основной сущности механизма образования вулканических диатрем Ураха и впадин Штейнхейм и Рис (взрывной процесс) указывают на генетическое единство всех трех структур. Случайное совпадение этих фактов, которого требует метеоритная гипотеза, практически невозможно.

Купол Вредефорт в Южной Африке. Эта структура состоит из приподнятого на 13 км, по сравнению с нормальным его положением в данном районе, круглого в плане (диаметром 40 км) выступа докембрийского фундамента (граниты архея), который окружен поясом деформированных нижнепротерозойских отложений системы Витватерсrand (возраст около 1970 млн. лет). В кольцевом поясе наблюдаются многочисленные конусы разрушения

ния, планарные структуры в минералах, катализ; в псевдотахилятах из центральной части структуры обнаружен коэсит. Слои кольца имеют крутое и опрокинутое залегание. Круглая гравитационная аномалия, связанная с куполом Вредефорт, указывает, по В. Бухеру, на то, что круглый блок фундамента был выдавлен вверх интрузией или протрузией основных пород, залегающей под ним. Продвижение этой «пробки» и ее расплывание под действием собственного веса были причиной опрокидывания вышележащих слоев на флангах купола, к которым и приурочена зона обратного залегания слоев.

Судя по тому, что купол находится как раз в центре окружной синеклизы, в которой в течение сотен миллионов лет формировалась 15-километровая толща осадочных пород системы Витватерсранд, тектоническая позиция купола была предопределена задолго до его поднятия [30].

Интрузии долеритов в поясе деформированных осадочных слоев вполне аналогичны долеритам бушвельдского комплекса и внедрились значительно раньше, чем щелочные граниты, прорывающие архейский фундамент в центральной части купола. Имеются кольцевые дайки гранофиров у периферии купола и интрузии пироксенитов в его ядре. В целом вырисовывается длительная геологическая история развития этой своеобразной структуры, которая, как считают Э. Полдерваарт и др., была в основном сформирована раньше, чем произошли явления взрыва [32, 45].

Важным аргументом против метеоритного генезиса являются наблюдения Ч. Симпсона, который обнаружил, что конусы разрушения имеются в тектонической брекчии, образовавшейся при сбросовых смещениях пород системы Витватерсранд, уже имевших опрокинутое залегание. Таким образом, концентрический пояс заопрокинутых, деформированных пород и сбросы в них образовались раньше, чем прошла ударная волна, или же имели место два взрыва, разделенные большим интервалом геологического времени. Мощный взрыв мог быть генетически связан с дериватами щелочной гранитной магмы, внедрившимися в ядро уже существовавшего купола [30].

В. Шрейер и О. Меденбах, изучившие богатые углекислотой включения вдоль плоскостных элементов кварца из пород фундамента в куполе Вредефорт, пришли к выводу, что морфология, состав и эволюция включений свидетельствуют об эндогенном происхождении структуры. По их мнению, явные признаки ударного метаморфизма могут быть интерпретированы в рамках эндогенной гипотезы, если будет доказано формирование мощных ударных волн при взрывных процессах [48].

Несовместима с метеоритной гипотезой и тектоническая позиция купола Вредефорт — на линии крупнейшего глубинного разлома, протянувшегося от р. Оранжевой до р. Замбези на 1630 км в направлении ССВ 27° (южная часть) — 17° (северная часть разлома) (рис. 34). В зоне разлома образовался ряд интрузивных комплексов. Это с юга на север:

1) почти круглая в плане структура Тромпсбург диаметром 48 км — интрузия основных и ультраосновных пород, выявленная по гравиметрической и магнитной аномалиям и проверенная бурением;

2) две интрузии такого же типа, выявленные по геофизическим аномалиям и подтвержденные бурением;

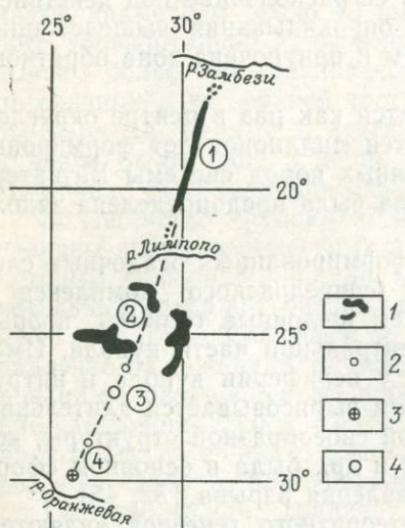


Рис. 34. Цепь интрузивных образований Южной Африки, протягивающейся от р. Оранжевой до р. Замбези [32]:

1 — обнаженные ультрабазитовые и базитовые массивы, 2 — массивы, обнаруженные бурением, 3 — массивы, создающие большую гравитационную аномалию и подтвержденные бурением, 4 — гравитационная аномалия над куполообразным поднятием фундамента. Цифры в кружках: 1 — Великая дайка, 2 — Бушвельд, 3 — Вредефорт, 4 — Тромсбург

3) купол Вредефорт (округлая гравитационная аномалия указывает на присутствие под ним интрузивного тела, сложенного основными породами и имеющего диаметр около 50 км);

4) комплекс Бушвельд — огромная (39 тыс. км²) стратифицированная интрузия, которая состоит в нижней части из анортозитов, норитов, пироксенитов и габбро, а в верхней — из гранитов, в свою очередь прорванных штоком щелочных пород;

5) Великая Дайка — слоистое тело шириной 5—11 км и протяженностью 530 км, ограниченное сбросами и состоящее из основных и ультраосновных пород. Они были интрудированы в архейский гранитный фундамент из четырех центров, расположенных на ее протяжении.

Время образования почти всех этих ультраосновных, основных, щелочных и гранитных интрузий лежит в интервале 1950—2000 млн. лет. Структура Вредефорт имеет такой же возраст — 1970 ± 100 млн. лет [15]. Таким образом, по метеоритной гипотезе, метеорит упал как раз на линию Южно-Африканского глубинного разлома и именно в тот период, когда формирование сложных магматических комплексов завершилось внедрением магм сиенитов и щелочных гранитов, богатых летучими компонентами, необходимыми для эксплозий. Среди красных гранитов Бушвельдского комплекса имеется круглая депрессия Сальт-Пен, образовавшая-

ся, по П. Вагнеру, в результате взрыва на глубине 3 км, последовавшего за общим изгибанием поверхности гранита.

По данным В. Шрейера с соавторами, история термального развития структуры Вредефорт была достаточно длительной и сложной. Устанавливается три последовательных этапа метаморфизма пород структуры: 1) термальный метаморфизм, охватывающий всю структуру в целом; 2) ударный метаморфизм; 3) термальный метаморфизм, охватывающий ядро структуры. Особенno интересен первый этап метаморфизма. Внутри структуры Вредефорт степень метаморфизма прогрессивно нарастает от периферии к центру. Анализ минеральных равновесий показал, что вблизи периферии метаморфизм протекал при температуре 500—600 °С, при приближении к центру 750 °С и 0,5 ГПа, в центре структуры — 800—850 °С. Таким образом, до проявления ударного метаморфизма структура Вредефорт была своеобразным «горячим пятном» с аномальным тепловым потоком, вызвавшим термальный метаморфизм пород с вертикальным «размахом» более 25 км в пределах ограниченной территории.

Седбери (Канада, провинция Онтарио). В отличие от антиклинальной структуры Вредефорт, представляет собой структуру синклинального типа — стратифицированный лополит, до некоторой степени сходный с комплексом Бушвельд, но имеющий меньшие размеры. Это не кольцевая, а вытянутая в восток-северо-восточном направлении структура (60 км в длину и 24 км в ширину по подошве лополита), находится севернее оз. Гурон. В синклиналь, сложенную протерозойскими отложениями, внедрен по слоистости стратифицированный интрузивный комплекс — никеленосный лополит Седбери. Нижние слои лополита состоят из норитов и кварцевых диоритов, верхние — из микропегматитов. Еще выше согласно залегают вулканические туфы Онапинг, алевриты и сланцы Онватин и затем — песчаники Челмсфорд протерозойской серии Уайтуотер. Гипотеза метеоритного происхождения Седбери [5] основывается, в сущности, только на наличии конусов разрушения и других признаков ударного метаморфизма в породах подошвы и кровли интрузива. Предполагается, что удар вызвал магматизм, уменьшив нагрузку на нижнюю часть коры и мантию и дав добавочное тепло (так называемый триггерный магматизм).

Более правдоподобной нам представляется та интерпретация структуры Седбери, которую дает Д. Стивенсон [30, 49]. Вулканогенную толщу Онапинг он рассматривает как результат накопления пепловых потоков и игнимбритов, выброшенных через трещины. В этих отложениях содержатся лапиллы и прослои туфов, которые, судя по специфическим особенностям структуры, падали из атмосферы. Выясняется длительная история формирования стратифицированного интрузива Седбери. Нориты в его нижней части имеют возраст 1956 ± 98 млн. лет — приблизительно такой же, как диабазы оз. Ниписсинг, интрудированные в 100 км восточнее. Позже над норитами внедрились микропегматиты (1680 ± 30 млн.

лет), а затем здесь образовался центр вулканических извержений. Они сопровождались эксплозиями, достаточно мощными для того, чтобы происходило диспергирование пород до такого пылеобразного состояния, которое соответствует образованию вулканического пепла (слои Онапинг). При взрывах нижележащие комплексы пород местами подверглись ударному метаморфизму.

В Мавритании (Северо-Западная Африка) вдоль флексуры северо-восточного простирания, на которой докембрийский фундамент, выступающий в Регибатском массиве, погружается на юго-восток под отложения нижнего и среднего палеозоя синеклизы Таудени, на протяжении 650 км располагается цепь из 5 кратеров и кольцевых структур. С юго-запада на северо-восток это: структура Ауэллуль; купол Семсият (диаметром 5 км) с небольшой центральной депрессией; крупная кольцевая структура Ришат диаметром 50 км, состоящая из трех кольцеобразных террас и круглой депрессии с небольшим поднятием в центре; кратеры Тенумер (диаметром 1,8 км) и Темимишат (0,5 км). Семсият и Ришат сложены песчаниками ордовика, а последние два кратера располагаются среди докембрийских пород Регибатского массива. Во всех структурах имеются брекции; в породах структуры Ришат обнаружен коэсит (правда, достоверность этой находки не подтверждена). В ее центре описаны кварциты с анальцином, указывающим на щелочной магматизм, а далее — силлы габбро и долеритов. В кратере Тенумер внешнее кольцо образуют концентрические дайки, в которых содержатся ксенолиты местных пород, подвергшиеся ударному метаморфизму [36].

В северо-западной Австралии среди верхнего протерозоя в зоне северо-западного простирания на протяжении 330 км известны три депрессии — Вульф Крик (0,9 км), Гоут Пэддок (5 км) и Спайдер (5 км). На основании признаков ударного метаморфизма эти структуры были отнесены Р. Гревом и П. Робертсоном к числу метеоритных кратеров. В структуре Вульф Крик, кроме того, известны находки метеоритного вещества. Более детальное изучение кратеров Спайдер и Гоут Пэддок с проведением буровых работ привело к пересмотру этого заключения. Гоут Пэддок приурочен к пересечению двух тектонических зон, из которых одна характеризуется наличием щелочных гранитоидных интрузий раннемиоценового возраста. Кратер имеет такой же или эоценовый возраст, а образование кратера Вульф Крик относится к четвертичному периоду. Все три депрессии рассматриваются как криптовулканические структуры [43]. Отметим, что хотя структура Вульф Крик и включена Дж. Мак Коллом в число структур «доказанного метеоритного происхождения», он неоднократно подчеркивал, что некоторые сомнения относительно генезиса Вульф Крик все же остаются.

Кольцевая структура Госсес Блаф (22 км) в центральной Австралии, в которой известны разнообразные проявления ударного метаморфизма, приурочена к узкой (25—30 км) структурной зоне разломов, где на протяжении 170 км располагаются 4 диапировых

комплекса, возможно, связанные с низкотемпературными процессами флюидизации осадочных отложений под действием губинного потока газов [33].

В США структуры Декейтервилл, Хазел Грин Крик, Крукид Крик и Уэллс Крик, относимые к типичным астроблемам, располагаются среди нижне- и среднепалеозойских отложений Северо-Американской платформы в узкой субширотной зоне, которая была выделена уже в 1944 г. как зона разломов, даек пород ультраосновного и основного состава, куполов и криптовулканических структур. Эта субширотная зона протягивается из юго-восточного Канзаса (купол Роуз) через южную часть штатов Миссури (криптовулканическая структура Уобло, «астроблемы» Декейтервилл, Крукид Крик, Хазел Грин Крик, структура Форнис Крик, поле диатрем Авен) и Иллинойс (купол Хиккс) в штат Теннесси (Уэллс Крик). Трубки, состоящие из брекчий (диатремы), имеются в структуре Уэллс Крик, куполе Хиккс и других пунктах [30, 32]. Установлена связь данной структурной зоны не только с поднятием фундамента Озарк и флексурами, но и с разломами, рассекающими фундамент платформы. В средней части зоны находится поле трубок взрыва Авен, достигающих в поперечнике 180—300 м.

В Канаде для большинства структур характерны калиевые щелочные породы и щелочной метасоматоз, несовместимые, как указывает К. Кюрри, с явлениями, обусловленными ударом метеорита. Они отмечены на структурах Брент (дайки альнейта), Нью Квебек и других [34]. В структуре Мистастин Лейк (п-ов Лабрадор) сохранился вулканический аппарат в виде кольцевых даек мощностью 40 м, связанных с серией эфузивных пород. Здесь же наблюдаются признаки ударного метаморфизма, в том числе конусы разрушения, которые указывают направление, откуда распространялась ударная волна. Ее источник находился в центре кольцевой структуры, сложенной анортозитами [30].

Поблизости от кольцевой структуры Слейт Айленд (диаметром 30 км), которой Р. Грив и П. Робертсон приписывают метеоритное происхождение, у северного берега оз. Верхнего (Канада) располагаются диатремы Слейт Айленд, представляющие собой проявления богатого летучими щелочного вулканализма — позднюю fazu magmatического процесса, с которым было связано образование сети даек щелочных диабазов, прорванных этими диатремами [47]. Напомним, что в породах как даек, так и диатрем установлены признаки ударного метаморфизма.

Из приведенного выше краткого обзора можно сделать несколько выводов. Во-первых, значительная часть предполагаемых астроблем расположена отнюдь не случайным образом, но приурочена к линейным структурно-тектоническим зонам (валообразным поднятиям фундамента, флексурам, разломам), локализуясь в узлах пересечения этих зон, на месте длительно развивавшихся куполовидных поднятий или в своеобразных «горячих точках» с аномально повышенным тепловым потоком. Во-вторых, намечается довольно систематическая ассоциация структур, относимых к аст-

роблемам, со щелочными базальтами, пикритами, меймечитами, кимберлитами, карбонатитами, с одной стороны, и со щелочными кислыми породами — с другой, т. е. с дериватами таких магм, которые характеризуются обилием летучих, способствующих взрывным процессам [30, 34, 45]. Более того, значительная часть структур пространственно ассоциирует с проявлениями взрывного вулканизма, возраста которого близок к возрасту самих структур.

С точки зрения метеоритной гипотезы, намечающиеся закономерности следует рассматривать как чистую случайность, что, по нашему мнению, в высшей степени маловероятно.

Очевидно, что с учетом важной роли глубинных тектонических нарушений в локализации взрывных кольцевых (криптовулканических) структур, необходимо тщательное изучение тектоники фундамента древних платформ и взаимосвязи тектоники и магматизма. Ниже излагаются результаты такого анализа, предпринятого нами для фундамента Сибирской платформы, с использованием методов дистанционного зондирования. Последние включали в себя дешифрирование космических снимков сверхнизкого, низкого и среднего разрешения и комплексную геолого-геофизическую интерпретацию полученных при этом данных, включая наземную проверку выявленных космофотогеологических объектов. В результате дешифрирования космических снимков в пределах Сибирской платформы выделен ряд кольцевых и линейных структур разных размеров и генетических типов, которые рассматриваются в качестве основных структурных элементов ее фундамента.

Кольцевые структуры являются наиболее характерными элементами тектоники Сибирской платформы. Многие из них выделяются различными исследователями с использованием как данных дешифрирования космических снимков разного вида и масштабов, так и методов морфоструктурного анализа. Это свидетельствует об устойчивости дешифровочных признаков и объективности выделения данных космофотогеологических объектов.

В пределах фундамента Сибирской платформы выделено шесть крупных кольцевых структур со сложным внутренним строением: Алдан-Становая, Хета-Оленекская, Вилуйская, Оленекская, Тюнгская и Ангарская. Помимо них выделяются фрагменты Обской и Витимо-Олекминской кольцевых структур (рис. 35). Все они имеют концентрически-кольцевое строение, обусловленное дуговыми линеаментами и разделяющими их зонами. Они часто осложнены радиальными линеаментами и кольцевыми структурами меньших размеров, часть которых в виде своеобразных сателлитов локализована вдоль внешнего овала главной мегаструктуры. Как правило, структуры-сателлиты размером от 50 до 400 км развиты в пределах наиболее крупных мегаструктур диаметром от 900 до 1200—1500 км (Алдано-Становая, Хета-Оленекская, Ангарская). Мегаструктуры второго порядка размером от 450—500 до 600—700 км (Оленекская, Тюнгская, Вилуйская) не имеют подобных сателлитов. Эта совокупность дуговых, кольцевых и радиальных структурных элементов, связанных между собой пространственно,

функционально и исторически, получила название овоидно-кольцевых систем [16].

Выделяются два типа овощно-кольцевых систем: синформный и антиформный. В первом типе внешние части таких мегаструктур, как Алдано-Становая и Ангарская, образованы в различной степени гранитизированными и тектонически переработанными ги-

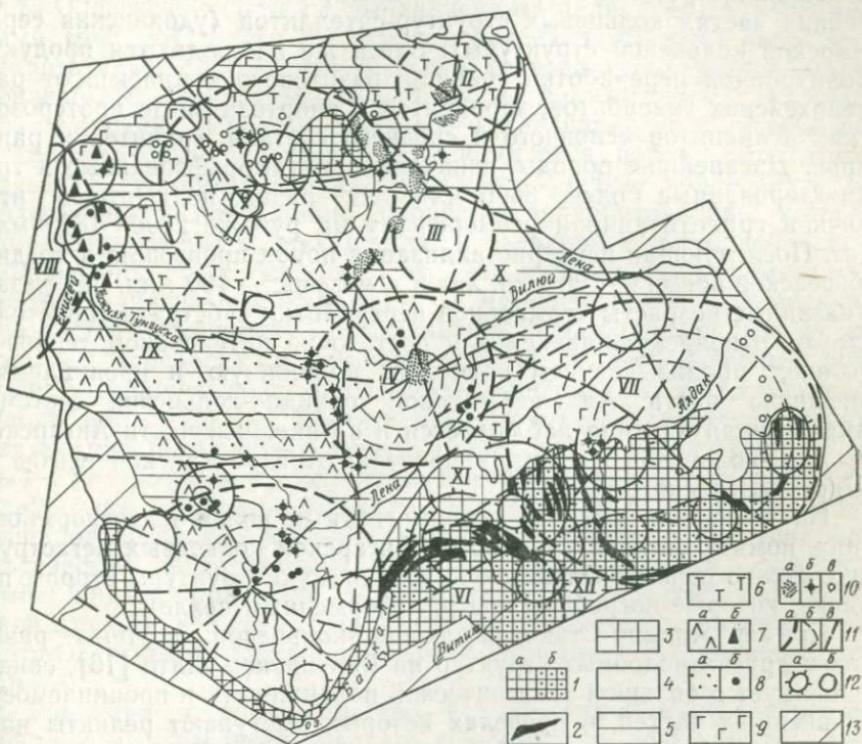


Рис. 35. Схема нуклеаров и интернуклеарных областей Сибирской платформы. Катархейско-нижнепротерозойские структурно-литологические комплексы фундамента: 1—2 — внутренние и внешние части нуклеаров (*1, а* — слабо и *1, б* — интенсивно переработанные процессами фанерозойской тектоно-магматической активизации); 2 — верхнекатархейские нижнепротерозойские зеленокаменные шовные прогибы — троги; 3 — интернуклеарные области, переработанные процессами фанерозойской тектоно-магматической активизации. Платформенный чехол: 4 — в пределах границ погребенных частей нуклеаров; 5 — в пределах границ погребенных интернуклеарных областей фундамента. Поля развития позднепалеозойской — раннемезозойской трапповой формации и другие проявления магматизма: 6 — базальты и другие известково-щелочные лавы; 7 — породы Норильского комплекса (*а* — силлы, *б* — интрузии); 8, *а* — туфы базальтов, 8, *б* — базальтовые трубы взрыва; 9 — траппы, погребенные под юрско-меловыми отложениями (по геофизическим данным); 10 — проявления кимберлитов и ультраосновных щелочных пород (*а* — поля кимберлитов; *б* — кимберлитовые трубы); 8 — ультраосновные щелочные породы). Структурные элементы нуклеаров по данным дистанционного зондирования: 11 — дуговые, кольцевые и прямолинейные тектонические зоны повышенной подвижности и проницаемости (*а* — границы нуклеаров, *б* — границы внутренних частей нуклеаров, *в* — радиальные и секущие линеаменты); 12 — кольцевые структуры-сателлиты (*а* — центры докембрийской гранитизации и гранитоидного магmatизма, в том числе перекрытые платформенным чехлом, *б* — центры проявления фанерозойского вулканизма); 13 — складчатое обрамление Сибирской платформы. Нуклеары: I — Хета-Оленекский, II — Оленекский, III — Тюнгский, IV — Вилюйский, V — Ангарский, VI — Витимо-Олемкинский, VII — Алдано-Становой, VIII — Обский. Интернуклеарные области: IX — Тунгусская, X — Лено-Вилюйская, XI — Патомская, XII — Верхиолек-
манская.

пербазит-базитовыми (гранулит-базитовыми) комплексами катархея и отчасти гнейсовыми сериями архея (курультино-гонамский комплекс, шарыжалгайская, канская и ольхонская серии). К внешним частям приурочены верхнеархейские — нижнепротерозойские шовные прогибы (троги), выполненные вулканогенно-терригенными образованиями трогового комплекса, а также локально развитые отложения протоплатформенного чехла, сохранившегося во внутренних частях кольцевых структур-сателлитов (удоканская серия Чарской кольцевой структуры). Здесь же наблюдаются продукты полихронной переработки гранулит-базитового комплекса от раннеархейских эндербитов, чарнокитов и анортозитов до протерозойских вулканитов основного и среднего состава, гранитов и рапакиви. Древнейшие породы, изначально метаморфизованные и гранитизированные более 3600 млн. лет назад, подверглись вторичной гранитизации и реоморфизму на рубеже 2000—1800 млн. лет. Последующая перекристаллизация пород произошла в позднерифейское время — 700 млн. лет и в мезозое — 100 млн. лет назад. Указанные возрасты термальной переработки субстрата свидетельствуют о непрекращающемся и достаточно интенсивном тепловом потоке, пронизывающем наиболее подвижную и проницаемую внешнюю часть Алдано-Становой овощно-кольцевой системы. Аналогичная картина наблюдается и во внешней части Ангарской овощно-кольцевой системы в пределах Ангаро-Канской глыбы и Шарыжалгайского выступа.

На основании анализа гравимагнитных полей к синформному типу, помимо Алдано-Становой и Ангарской кольцевых мегаструктур, можно отнести Оленекскую и Тюнгскую структуры второго порядка, которые погребены под платформенным чехлом.

Пример Алдано-Становой овощно-кольцевой системы, равно как и других подобных структур на Балтийском щите [16], свидетельствует о большой тектонической подвижности и проницаемости их внешних частей, в пределах которых выступают реликты наиболее древних гипербазит-базитовых образований, отвечающих по химизму толеитовым базальтам, базальтовым и перидотитовым коматитам.

Внутренняя часть Алдано-Становой овощно-кольцевой системы более стабильна и сложена в основном гнейсовыми сериями архея. Среди последних отмечаются метавулканиты, которые в отличие от катархейских метабазитов относятся к щелочно-базальтовой серии. Следует отметить, что и некоторые структуры-сателлиты характеризуются аналогичным синформным строением. Однако чаще с ними пространственно совмещаются центры полихронной гранитизации, в результате которой происходит структурная перестройка, сопровождающаяся образованием сложного гранитогнейсового купола или гранито-гнейсового складчатого овала. Нередко к этим куполам и овалам приурочены проявления и фанерозойского магматизма.

В антиформном типе овощно-кольцевых систем соотношения разновозрастных структурно-вещественных комплексов, слагающих

внешние и внутренние части мегаструктур, обратные. Во внутренней части развиты древнейшие гипербазит-базитовые комплексы, в то время как их внешние части образованы более молодыми гнейсовыми сериями архея. К антиформному типу относятся Хета-Оленекская и Вилюйская овоидно-кольцевые системы.

Как показывают материалы дешифрирования космоснимков, Анабарский щит является своеобразным секториальным клином Хета-Оленекской системы, ограниченным радиальными линеаментами (рис. 36). В его пределах обнажена внутренняя часть этой мегаструктуры, сложенная в разной степени гранитизированными (эндербиты, чарнокиты, мигматиты и гранитогнейсы) гранулит-базальтовыми породами далдын-верхнеанабарского комплекса. Меланократовый субстрат этого комплекса пород сохраняется только в скиалитах среди эндербитов. Следует подчеркнуть неравномерность проявления процессов эндербитизации, которые сконцентрированы в двух местах: в западной и восточной частях Анабарского щита (см. рис. 36). На космических снимках оба центра гранитизации выражены в идентичных и соизмеримых кольцевых структурах — Котуйканской и Анабарской, между которыми располагается высокомагнитный и высокоплотный пояс более меланократовых пород, метаморфизованных в гранулитовой фации метаморфизма. Ессейская и структуры Хатангской группы частью пространственно связаны с известными интрузиями щелочных и ультраосновных щелочных пород фанерозоя. Эти структуры приурочены к дуговым элементам и радиальным линеаментам овоидно-кольцевой системы — тектоническим зонам наибольшей магматической проницаемости. Попигайская кольцевая структура имеет видеонизображение, тождественное со структурами Хатангской группы, и приурочена к району пересечения внешней дуги Хета-Оленекской овоидно-кольцевой системы и радиального разлома.

Учитывая то обстоятельство, что простирания структурно-вещественных комплексов раннего докембрия во всех наиболее полно обнаженных овоидно-кольцевых системах древних щитов в целом конформны их дуговым линеаментам [16], можно говорить о квазилинейной структуре Анабарского щита — секториальном фрагменте крупного овала, большая часть которого погребена под платформенным чехлом.

Помимо разнопорядковых кольцевых мегаструктур и их сателлитов в фундаменте Сибирской платформы выделяются межовоидные области, большая часть которых перекрыта платформенным чехлом и недоступна для непосредственного изучения. Исключением служат лишь Патомская и Верхнеолекминская области, расположенные соответственно: первая между Ангарской, Вилюйской и Алдано-Становой и вторая — между Витимо-Олекминской и Алдано-Становой мегаструктурами.

Овоидно-кольцевые системы считаются древнейшими тектоническими элементами фундамента древних платформ. Они отражают неоднородность гипербазит-базитовой первичной коры на ран-

ней («лунной») стадии развития Земли. Дуговые линеаменты, образующие каркас кольцевых мегаструктур, интерпретируются, в свою очередь, как зоны высокой тектонической подвижности и проницаемости — долгоживущие разломные ограничения положитель-

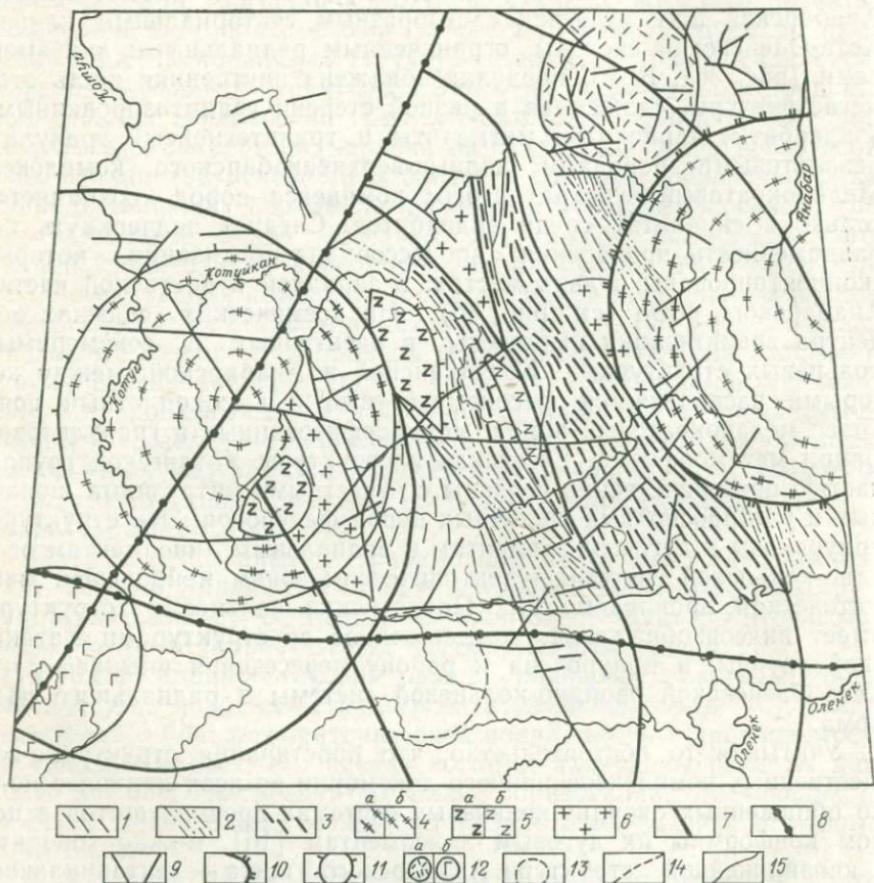


Рис. 36. Тектоническое строение Анабарского щита по данным дешифрирования космоснимков.

Раннедокембрийские структурно-литологические комплексы: 1—3 — структурные линии, отражающие направление простираций полигенной полосчатости: 1 — в полиметаморфических гранитизированных образованиях далдын-верхнеанабарского комплекса и хапчанской гнейсовой серии, 2 — в зонах сближенных разломов трещиноватости, сопровождаемых дифторезом, 3 — в гранулитовом поясе по породам далдын-верхнеанабарского комплекса; 4 — гранитогнейсовые купола и овала, образованные эндебитами, чарникитами и мигматитами, (а — вскрытые, б — погребенные под платформенным чехлом); 5 — глубинные диапиры, образованные раннедокембрийскими анортозитами, габбро-анортозитами и ассоциирующими с ними мангнетитами и чарникитами (а — вскрытые, б — невскрытые); 6 — массивы раннепротерозойских гранитоидов, 7 — дуговые и кольцевые зоны высокой тектонической подвижности и проницаемости Хета-Оленекской овеноидно-кольцевой системы; 8 — радиальные разломы (корово-мантийные); 9 — прочие разломы; 10 — зона скальвания Анабарского гранитогнейсового овала, совмещенного с кольцевой структурой-сателлитом Хета-Оленекской системы; 11 — зона скальвания Котуйканского гранитогнейсового купола и анортозитовых диапиров; 12 — кольцевые разломы, ограничивающие центры проявления фанерозойского магматизма (а — Попигайская структура, б — Ессейская структура); 13 — кольцевая структура неустановленного генезиса; 14 — граница, разделяющая далдын-верхнеанабарский комплекс и хапчанскую серию; 15 — граница Анабарского щита

ных и отрицательных вулкано-тектонических структур ранних этапов формирования литосферы. Положительные структуры могут рассматриваться в качестве реликтов вулкано-тектонических поднятий типа щитовых вулканов, а отрицательные — как вулканотектонические депрессии — бассейны полихронного вулканогенно-осадочного накопления [16].

В пределах овоидно-кольцевых систем обоих типов широко проявились процессы древнейшей гранитизации (3500—3800 млн. лет) и метаморфизма, завершившие этап мощного вулканогенно-осадочного накопления в неориентированных бассейнах седиментации, протекавшего как в центральных частях мегаструктур синформного типа, так и в пределах отрицательных структур-сателлитов, а также на склонах мегаструктур антиформного типа и в других депрессиях более высоких порядков. Так были сформированы первые консолидированные ядра континентальной земной коры в нуклеарную стадию, унаследованно приуроченные к крупным кольцевым структурам, зародившимся на более ранней лунной стадии развития Земли.

Анализ пространственного размещения докембрийских и фанерозойских магматических комплексов показывает, что многие из них структурно приурочены к тем или иным элементам овоидно-кольцевых систем и к межовоидным областям.

Высокая подвижность и проницаемость внешних частей овоидно-кольцевых систем предопределили приуроченность к ним раннедокембрийских шовных прогибов (трогов), выполненных терригенно-вулканогенными образованиями (троговый комплекс, муйская серия). Во внешних частях кольцевых мегаструктур локализованы крупнейшие массивы рапакиви и других полихронных гранитоидов [16]. Высокая подвижность и проницаемость дуговых и кольцевых тектонических зон и радиальных линеаментов овоидно-кольцевых структур сохраняется на всем протяжении геологической истории. Поэтому многие деформации и проявления фанерозойского магматизма, в том числе и взрывного характера, отчетливо структурно связаны с дешифрируемыми элементами кольцевых мегаструктур не только на щитах, но и в пределах плитных частей платформ. Ярким примером этому может служить Хета-Оленекская овоидно-кольцевая система (см. рис. 35).

В пределах плитной части платформы, входящей в контуры рассматриваемой структуры, отмечается большое количество разломов, часто непротяженных, кулисообразно расположенных, но в большинстве случаев конформных отдешифрированным дуговым и радиальным линеаментам. Это разлом на междуречье Курейка — Котуй и Эмбенчиме — Котуйкан в юго-западном сегменте мегаструктуры, разломы, трассируемые дайками долеритов и габбро-диабазов в междуречье Хатанги, Фомича и Попигая (в ее северном сегменте), фрагмент Муна-Анабарского глубинного разлома на северо-востоке структуры, пространственно совпадающего с одним из ее дуговых линеаментов. Особенностью Хета-Оленекской структуры является приуроченность к ее внешнему овалу извест-

ных кимберлитовых полей: Алакитского, Далдынского, Чомурдахского, Укукитского, Куранахского, Лучаканского, Мастахского, Дюкенского, Верхне-Мунского и др. В западной части структуры располагается Каменский комплекс ультрабазитов и щелочных габброидов, сконцентрированных в пределах Аянской кольцевой структуры-сателлита диаметром 200 км.

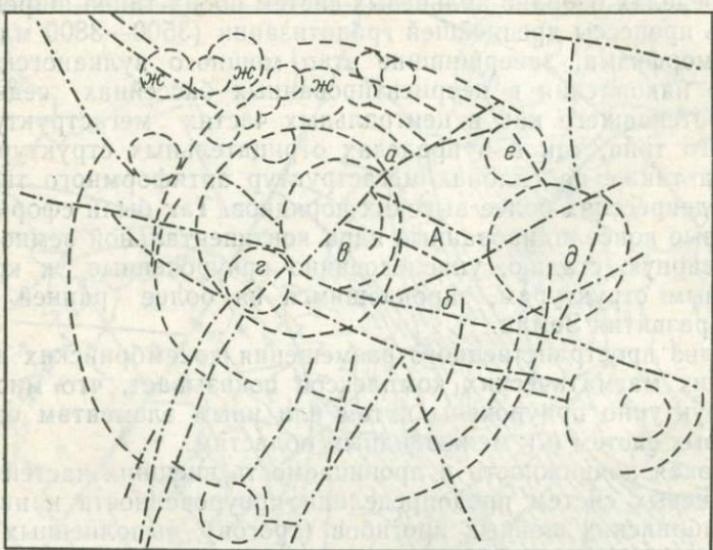


Рис. 37. Результаты дешифрирования телевизионного космического снимка ESSA-8. Северная часть Восточной Сибири в междуречье Енисея и Лены. Хета-Оленекская овоидно-кольцевая система (нуклеар):

А — Анабарский щит, ограниченный радиальными разломами (*а* и *б*); Кольцевые структуры: *в* — Котуйканская, *г* — Ессейская, *д* — Анабарская, *е* — Попигайская, *ж* — кольцевые структуры Хатангской группы

Кольцевые структуры более высоких порядков совпадают как со вскрытыми, так и, возможно, с погребенными центрами фанерозойского магматизма (юрский щелочная комплекс Фадью-Куда п-ова Таймыр, Ессейский массив) и мезозойско-кайнозойского вулканизма, включая Попигайскую кольцевую структуру (см. рис. 35). Все кольцевые структуры, рассматриваемые как центры фанерозойского магматизма, имеют поразительное сходство видеозображения (рис. 37). Это обстоятельство, а также приуроченность данных кольцевых структур к местам пересечения дуговых и радиальных линеаментов, отождествляемых с тектоническими зонами высокой подвижности и проницаемости, убеждают в их эндогенном происхождении, в том числе и Попигайской структуры.

Анализ пространственного размещения кимберлитовых полей, равно как и некоторых магматогенных структур, показывает, что подавляющая часть их располагается также в узлах тектонической интеграции — на пересечении радиальных и дуговых линеаментов Хета-Оленекской кольцевой мегаструктуры. Совмещение

радиальных линеаментов с линейными зонами, трассируемыми дайками и силлами габбро-диабазов, их четкая выраженность в аномальных магнитных полях позволяют интерпретировать их как корово-мантийные разломы фундамента. Наиболее четко выраженные на космических снимках радиальные разломы — субширотный Южно-Анабарский и северо-восточный Котуйкан-Ессейский ограничивают Анабарский секториальный клин, а на участке тектонической интеграции северо-западной Анабаро-Вилюйской радиальной тектонической зоны располагаются Алакитское и Далдынское кимберлитовые поля.

Повышенной проницаемостью обладает также узел пересечения радиальных разломов в центральной части Хета-Оленекской структуры, где локализованы щелочные интрузии и карбонатиты Маймече-Котуйского района.

Анализ размещения кимберлитовых полей, базальтовых трубок взрыва и других магматических комплексов глубинного генезиса показывает, что подавляющая часть их располагается в узлах тектонической интеграции — на пересечении радиальных и дуговых разломов — в пределах почти всех овоидно-кольцевых систем Сибирской платформы. Например, кимберлитовые и базальтовые трубы взрыва локализованы в центральной части Вилюйской и Оленекской мегаструктур, а также по периферии первой. Внутри Ангарской мегаструктуры и вдоль одного из ее радиальных линеаментов также располагаются базальтовые трубы взрыва. Подобные примеры можно было бы продолжить.

Если глубинные магматические образования пространственно связаны со структурными элементами овоидно-кольцевых систем, то разновозрастные траппы Сибирской платформы оказались приуроченными к межовоидным областям и краям кольцевых мегаструктур. Это относится не только к району Тунгусской синеклизы и прилегающим площадям, но и к Лено-Вилюйской межовоидной области, в пределах которой, по данным геофизических исследований, выявлены участки траппов, погребенных под осадочными отложениями юры и мела.

Помимо толеитовых базальтов и других пород трапповой формации, в пределах Сибирской платформы распространены траппы повышенной щелочности с калиевым уклоном, в них повышены также содержания титана и фосфора. Это дайки и силлы траппов Оленекского поднятия и склонов Анабарского и Алданского щитов, Жаровский комплекс долеритов в бассейне среднего течения р. Лены, Нучалинский комплекс в низовьях рек Олекмы и Чары, Вилюйско-Ленский комплекс базальтов, трахибазальты Наманинского комплекса и т. д. Эти и другие субщелочные комплексы трапповой формации располагаются, как правило, в пределах внешних наиболее подвижных и проницаемых частей овоидно-кольцевых систем, в то время как толеитовые комплексы тяготеют к собственно межовоидным областям. Эта особенность, равно как и закономерное размещение формаций щелочно-ультраосновных пород, кимберлитов и других глубинных образований, теснейшим

образом связана с особенностями строения фундамента Сибирской платформы — с овоидно-кольцевыми системами и межовоидными зонами.

Сравнительный анализ строения овоидно-кольцевых систем и межовоидных областей Сибирской платформы и других регионов [16], говорит о том, что первые являются, по-существу, центрами полихронной дифференциации мантии, своеобразными «горячими точками», возникшими в процессе конвективного тепломассопереноса из недр Земли в «лунную» стадию ее развития. В их пределах осуществлялось выплавление первичной тонкой гипербазит-базитовой протокоры. Впоследствии они служили ареной мощных процессов катархейского и архейско-протерозойского вулканизма, седиментации и магматизма. Их первичная консолидация, по мнению А. В. Павловского, произошла в нуклеарную стадию развития Земли, когда эти овоидно-кольцевые системы, или нуклеары, были «закреплены» в литосфере.

Нуклеары относятся к необычайно консервативным структурам внутри литосферных плит. Особенностью их являются длительность существования и фрагментарная активизация отдельных частей: сегментов, ограниченных радиальными разломами, структур-сателлитов и т. д. Не исключено, что благодаря именно этому их свойству контуры Сибирской платформы совпадают с границами нуклеаров, их радиальными разломами и другими элементами их строения (см. рис. 35). Нуклеары подвергаются деструкции в зонах глубокой переработки земной коры на границах платформ и сопредельных складчатых областей (южная часть Ангарского нуклеара).

Дуговые и радиальные разломы нуклеаров, по-видимому, всегда служили каналами тепломассопереноса, соединяющими мигрирующий астеносферный слой с поверхностью Земли. Длительность и унаследованность развития нуклеаров и привели к тому, что в их пределах земная кора обладает наибольшей мощностью (40—45 км) по сравнению с межовоидными (межнуклеарными) пространствами (25—35 км).

Межовоидные пространства можно рассматривать в качестве интернуклеарных областей, отличавшихся на «лунной» стадии развития Земли относительно меньшей степенью дифференциации вещества мантии (возможно, с «окнами» недифференцированной мантии).

Следовательно, нуклеары — это структурное выражение нуклеарной стадии развития континентальной земной коры. Для нуклеаров характерна высокая степень мобильности и проницаемости внешних частей, радиальных разломов, узлов и зон тектонической интеграции. Именно к этим элементам строения нуклеаров и приурочены, по-видимому, взрывные кольцевые криптовулканические структуры. Намечающиеся закономерности создают новую основу для прогнозирования и целенаправленного поиска еще неизвестных структур такого рода.

ВОЗМОЖНОСТЬ ПРИРОДНЫХ ГАЗОВЫХ (ХИМИЧЕСКИХ) ВЗРЫВОВ

Многие вулканологи вслед за Л. Грэйтоном полагают, что кинетика вулканического взрыва определяется процессом выделения растворенной в магматическом расплаве воды и других летучих при подъеме колонны расплава к земной поверхности. При весовых содержаниях газа в расплаве от 1,5 до 9 % объемное его содержание равно 11,2 % (на глубине 10 км) и 96,6 % (на глубине 250 м); при этом общий объем газированной магмы увеличивается в 20 раз. При выходе же смеси на поверхность ее объем увеличивается в 1155 раз, с чем Л. Грэйтон и связывал вулканический взрыв. Расчеты показывают, что вулканические взрывы, локализующаясь в самых верхних горизонтах земной коры, на глубине менее 3,5 км, могут привести к образованию кальдер с диаметром воронки до 11 км. Более крупные кольцевые структуры, заполненные вулканическими породами (диаметром более 15—20 км), должны быть отнесены к образованиям провальным (обрушение кровли вследствие оттока или перераспределения магматического материала) или кольцевым депрессиям.

Однако скорость выделения растворенной в магме воды относительно невелика, например, по сравнению со скоростью детонационной волны (на 1—2 порядка меньше), и поэтому вулканический взрыв заметно растянут во времени. Вследствие меньшей скорости развития, в ударной волне вулканических взрывов не создается таких давлений, как при химических или ядерных взрывах, и соответственно во вмещающих породах и продуктах вулканического взрыва мы не встречаем минералообразований, характерных для взрывов высоких давлений. Расчеты показывают, что при крупнейших вулканических взрывах с кинетической энергией порядка 10^{17} Дж реализуются давления до 0,45 ГПа, тогда как при ядерных взрывах мощностью 10^{13} Дж давление достигает 100 ГПа, т. е. на 2—3 порядка больше.

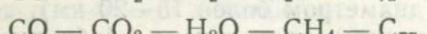
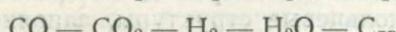
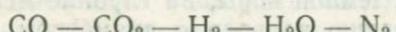
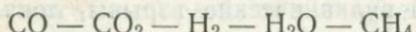
Однако термодинамическая характеристика вулканического взрыва будет существенно иной, если допустить, что основная часть энергии в этом процессе принадлежит химическому взаимодействию газов, а не простому адиабатическому их расширению при подъеме расплава к поверхности.

Прежде всего следует подчеркнуть, что, наряду с большими достижениями в изучении геологии вулканов, вопросы физики и физико-химии вулканических взрывов во многом остаются еще неясными. Взрывные явления на вулкане ждут еще своего освещения и детального исследования. Г. Тазиев на основании тщательного анализа газовых проб, отобранных непосредственно из лав многих вулканов мира, пришел к заключению, что роль воды в вулканических процессах сильно преувеличивается. Даже при почти полном ее отсутствии эруптивная активность газа не уменьшается за счет повышения роли других газов, прежде всего водорода. Последний в значительных количествах выделяется из жерла вулкана перед извержением, а в ходе его придаёт взрывам своеобраз-

ный «сухой и изотропический» характер. По мнению Г. Тазиева, такие взрывы являются следствием мгновенной реакции вулканического водорода с кислородом.

Важная роль химических воздушных газовых взрывов установлена недавно при изучении извержения Толбачика. Взрывчатые газовые смеси возникали на выходе из жерла при смешении высокотемпературных ювенильных газов с воздухом. Результатом этих взрывов был, в частности, разлет обломков по пологим настальным траекториям со скоростью до 115 м/с.

Ниже указаны некоторые газовые смеси, моделирующие составы реальных флюидных фаз при температурах 600—1000 °C:



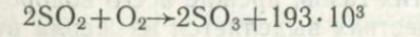
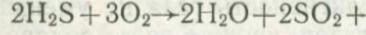
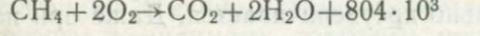
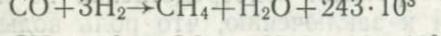
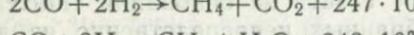
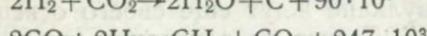
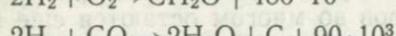
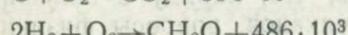
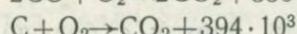
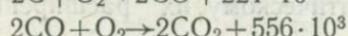
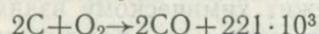
При температуре 600 °C равновесные концентрации газов в этих смесях варьируют в пределах: CH_4 от 16 до 36 %, H_2 от 25 до 50 %, CO от 9 до 33 %, CO_2 от 6 до 16 % и H_2O от 5 до 22 %.

При температуре 1000 °C равновесный состав этих газов существенно иной: CH_4 от 0 до 7 %, H_2 от 40 до 74 %, CO от 21 до 40 %, CO_2 от 0 до 5 % и H_2O от 0 до 16 %.

Из этих данных видно, что степень окисленности газовой смеси возрастает при понижении температуры, в связи с чем в ней увеличивается относительное количество воды и углекислоты.

Хорошо известно, что химические реакции газов при известных условиях носят характер горения, идут по цепной реакции и завершаются взрывами. Активные частицы — свободные атомы и радикалы — в ходе развития цепи вступают в реакцию с молекулами исходных веществ, образуя продукты реакции и новые активные центры.

Тепловые эффекты некоторых химических реакций, характерных для взрывчатых газовых смесей, приведены ниже (в Дж):



Смеси кислорода и водорода взрываются при содержании водорода от 6 до 95 % (объемных). В присутствии даже небольшого количества водяного пара взрыв происходит при температуре 600 °C. При реакции водорода и углеводородов с кислородом цепное воспламенение регулируется соотношением температуры и давления в интервале от 400 до 500 °C и более; взрыв смеси CO и O₂ происходит в интервале 600—800 °C.

Окисление угарного газа при взаимодействии его с кислородом имеет область взрыва, которая, по данным В. Иоста, «... совершенно аналогична области взрыва гремучего газа и лишь сдвинута относительно нее в сторону более высоких температур. Нижний предел взрыва лежит, однако, при несколько более высоких давлениях, чем при взрыве гремучего газа». Присутствие малых количеств воды сильно ускоряет эту реакцию.

Энергия газовых реакций чрезвычайно велика. Одно лишь взаимодействие водорода с хлором (по аналитическим определениям хлора в вытяжках из туфов) могло, по данным И. И. Глущенко, привести к взрыву вулкана Безымянного с весом выброшенного материала 1,8 млрд. т. И. И. Глущенко, характеризуя вулканические газы Камчатки, дал сводку их взрывчатых свойств. Анализы сухого газа, входящего в свежие вулканические породы, показывают, что неконтаминированные водой и воздухом первичные взрывоспособные газы составляют от 10 до 70 % всей газовой среды. К ним относятся H₂, Cl₂, CO, OH, F₂, Br₂, H₂S, CH₄. Вода, будучи продуктом окисления водорода и углеводородов, во взрывчатых газовых смесях играет роль катализатора и способна ускорять их взаимодействие в тысячу раз и более.

Наконец, следует учитывать, что экзотермические газовые реакции, завершающиеся взрывом, характеризуются огромными скоростями линейного расширения газов во фронте пламени. Впереди реакционной зоны создается область очень резких изменений давления, плотности и температуры. Эта область в несгоревших газах движется со скоростью, превышающей скорость звука. Такое явление называется ударной волной. Если же оно начинается и сопровождается взрывом, то такое явление называется детонационной волной. Скорость распространения волны детонации в газах достигает 3,5—4 км/с, чем и определяется кинетика химических газовых взрывов, способных развивать колоссальное давление. По подсчетам А. Т. Асланяна, экзотермические реакции в магматическом резервуаре способны развить давление порядка 10 ГПа. К аналогичному выводу пришли В. Г. Васильев, В. В. Ковалевский, Н. В. Черский в 1968 г., анализируя возможные механизмы формирования кимберлитовых трубок и их высокобарической минерализации.

Очевидно, что возможность реализации в природе химических газовых взрывов и развивающиеся при этом очень высокие давления позволяют объяснить происхождение определенной части признаков ударного метаморфизма.

Достоверность критериев выделения астроблем

Положение о том, что обнаружение в тех или иных породах комплекса признаков ударного метаморфизма однозначно связывает их генезис с метеоритным ударом, рассматривается сторонниками гипотезы импактогенеза в качестве аксиомы. Однако приведенные в первом разделе настоящей главы данные позволяют утверждать, что признаки ударного метаморфизма по своей природе по крайней мере конвергентны и могут образовываться не только при взрыве метеорита, но и в ходе реальных геологических (в том числе взрывных) процессов. Прямыми доказательством этого является выявление признаков ударного метаморфизма в породах, чьи условия залегания не оставляют ни малейших сомнений в их эндогенном, земном происхождении. Напомним эти примеры.

1. Планарные элементы в кварце и калиевом полевом шпате из туфов и брекчий Норильского района.

2. Признаки ударного метаморфизма в дайках и диатремах Слейт Айлендс, Канада.

3. Комплекс признаков ударного метаморфизма в дайкообразных телах базальтов района р. Федор.

4. Трубчатые и дайковые тела в обрамлении Попигайской структуры, сложенные породами, полностью аналогичными таким в пределах самой структуры.

5. Интрузивные тела тагамитов и зюбитов в породах обрамления Карской структуры.

6. Планарные элементы в кварце из милонитов в штате Айдахо, США.

Таким образом, вывод о том, что «падение метеорита с космической скоростью остается единственной причиной ударного метаморфизма», [3, с. 5], является некорректным.

Среди признаков, по которым идентифицируются метеоритные кратеры, бесспорно, первое место принадлежит остаткам метеоритного вещества. Однако легко диагностируемые находки метеоритного вещества в виде обломков метеоритов (главным образом железных) известны в основном в небольших ударных кратерах (Кали, Вабар, Одесса, Сихотэ-Алинь и др.) и в Аризонском взрывном кратере. При падении очень крупных, гигантских метеоритов в силу исключительно высоких давлений на фронте ударной волны его вещество должно быть полностью переведено в газообразное состояние (испариться) и частично ассимилироваться образующимся расплавом, масса которого во много раз превышает массу метеорита. Поэтому в крупных кратерах трудно ожидать находок метеоритных осколков, и для них присутствие первичного метеоритного вещества не является обязательным диагностическим признаком [3].

Для крупных структур наличие метеоритного вещества устанавливается по косвенным признакам. В породах Попигайской струк-

туры В. Л. Масайтисом обнаружены обогащенные никелем сульфидные включения, рассматриваемые как результат взаимодействия вещества метеорита с атмосферой и породами мишени. В раздробленном основании структуры Нордлинген-Рис в керне скважины встречены микроскопические включения и прожилки самородного железа с примесью Cr, Ni, Si и Ca.

Однако выводы, сделанные на основании таких косвенных признаков, обычно оказываются ненадежными. Так, С. А. Вишневским сульфиды с аналогично высоким содержанием никеля были найдены в неизмененных породах Анабарского щита, поэтому, по его мнению, включения таких сульфидов в криптовулканитах Попигайской структуры не могут рассматриваться в качестве признаков метеоритного вещества. Детальное изучение прожилков самородных металлов в структуре Рис показало, что они не дают доказательства падения метеорита. Содержание никеля в них вдвое меньше, чем хрома, при низком содержании платиноидов (Ir, Os). Был сделан вывод, что если кратер Рис образовался при падении метеоритного тела, то такой метеорит не был ни железным, ни принадлежащим к группе хондритов; он мог соответствовать только ахондритам, похожим на земные основные породы. Как указывали А. Эль Гореси и Э. Час, металлические включения могут представлять собой продукт конденсации соединений, поднимавшихся при испарении рудных минералов (в том числе хромита), если такие минералы содержались в амфиболитах и других породах фундамента.

В целом можно сказать, что большинство данных о находках метеоритного вещества сводится к ссылкам на обнаружение тех или иных форм выделения самородного железа с повышенным содержанием никеля — камасита (6—9 % Ni) и тэнита (до 48 % Ni). Однако находки самородного железа и железоникелевых минералов в различных основных и ультраосновных породах известны давно и отмечались уже В. И. Вернадским. К настоящему времени твердо установлено, что в микроколичествах теллурическое железо в базитах, в частности в разнообразных траппах Сибирской платформы, далеко не редкость. Известны и крупные скопления самородного железа в базитовом веществе. Это район Бюль (ФРГ), о. Диско (Гренландия), север Восточно-Европейской платформы, а также гора Озерная и Хунгтуунская залежь на Сибирской платформе.

Одно из самых крупных по масштабам проявлений самородного железа на о. Диско связано с эоценовыми базальтами. Железо в основном представлено никельсодержащими разностями — камаситом и тэнитом с содержанием никеля от долей процента до 31 %. Интересно, что первоначально валуны самородного никелистого железа рассматривались как метеориты, упавшие в лавовый поток во время извержения. Никельсодержащее железо (камасит) установлен в габбро-долеритах горы Озерной [21].

Широко известна находка в перидотитах Орегона (США) уникальной горной породы джозефинита, состоящей в основном из при-

родных сплавов Ni и Fe, а также Co и Fe. Содержание никеля в железе достигает 62—66 % (тэнит) и даже 73—75 % (аваруит).

Целый спектр самородных металлов обнаружен в рудах гидротермального генезиса. Их образование связывается с газоконденсатной кристаллизацией в среде восстановительных газов предположительно водород-углеводородного состава [21].

Таким образом, обнаружение в породах взрывных структур выделений никелистого железа и других самородных металлов не может рассматриваться в качестве четкого свидетельства присутствия метеоритного вещества.

Остановимся теперь на некоторых петро-геохимических особенностях, отличающих расплавы предположительно ударного генезиса от «нормальных» эфузивных и интрузивных пород земного происхождения. Петрохимическое и геохимическое родство между криптовулканитами и вмещающими их породами можно считать твердо установленным фактом. Очевидно, что криптовулканиты являются в основном результатом плавления этих пород. Проблема состоит в механизме подобного плавления.

В соответствии с моделью импактогенеза формирование химического состава импактиков включает в себя две стадии: стадию селективного испарения ударного расплава с накоплением во взрывном облаке наиболее легколетучих компонентов и стадию обратной селективной конденсации пара на поверхности обломков пород, минералов и капель расплава. В результате в импактиках по сравнению с вмещающими породами растут отношение K_2O/Na_2O , степень восстановленности железа, содержание фосфора и воды. Для большинства структур характерно понижение содержания кремнезема. Механизм селективного улетучивания, помимо специальных экспериментальных работ, изучен в некоторых технологических процессах.

Однако такие соотношения выдерживаются далеко не всегда. Так, для пород из структур Эльгыгытгын, Хенбери, Саксъярви наблюдается относительное накопление натрия, т. е. картина аналогична процессу дегазации лав при вулканических извержениях [8]. Для Болтышской структуры на Украинском щите распределение K_2O и Na_2O по типам пород носит настолько сложный характер, что это потребовало «конструирования» маловероятного механизма [3].

С другой стороны, если плавление вмещающих пород произошло под влиянием каких-либо геологических агентов, то отмеченные петрохимические аномалии должны, естественно, находить свое объяснение в соответствующих рамках механизма палингенного плавления.

Для изучения процессов палингенеза обычно применяется диаграмма системы альбит—ортоклаз—кварц—вода ($Ab—Or—Q—H_2O$). Эта система экспериментально изучена Н. Боузном и О. Таттлом при p_{H_2O} от 0,05 до 0,3 ГПа, а от 0,4 до 1 ГПа В. Лутцем, Р. Джансом и О. Таттлом. Кроме того, на положении фазовых границ заметно сказывается состав плагиоклаза (отношение Ab/An в

исходном составе), как было определено Г. фон Платеном. Возрастание основности плагиоклаза в исходном составе приводит к смещению температурного минимума в сторону ортоклаза и одновременно, но гораздо слабее, в сторону кварца. Наоборот, возрастание $p_{\text{H}_2\text{O}}$ смещает температурный минимум к вершине альбита. Таким образом, одновременные вариации условий палингена (T, $p_{\text{H}_2\text{O}}$) и состава подвергающихся плавлению пород могут заметно влиять

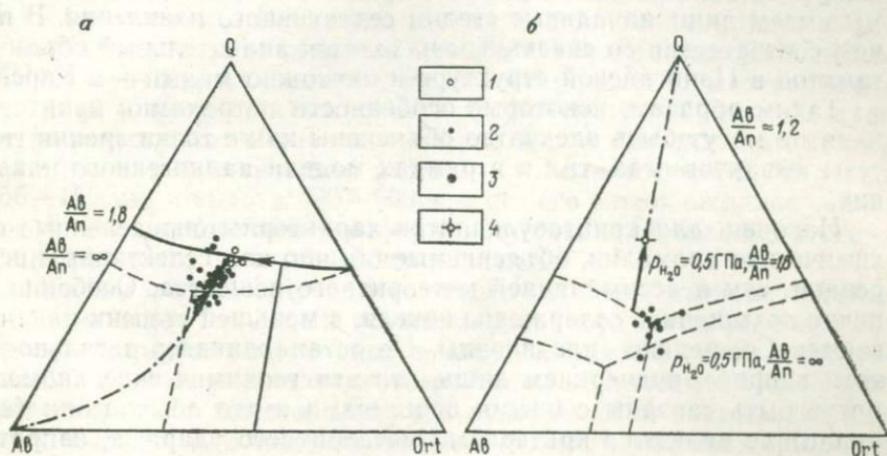


Рис. 38. Соотношение химического состава криптовулканитов и вмещающих пород для Попигайской (а) и Карской (б) структур.

1 — стекла из агломератовых зевитов; 2 — тагамиты; 3, 4 — средние составы пород основания структуры. Стрелками показано направление изменения состава выплавок по мере нарастания степени частичного плавления

на соотношения SiO_2 , K_2O и Na_2O в последовательно возникающих палингенных выплавках по сравнению с исходной породой.

На рис. 38, а приведена диаграмма $\text{Ab}-\text{Орг}-\text{Q}$, представляющая собой проекцию на плоскость альбит—ортоклаз—кварц четверной системы с вершиной H_2O при $p_{\text{H}_2\text{O}}=0,2 \text{ ГПа}$ и отношении Ab/An в исходном составе 1,8 (для среднего состава вмещающих пород это отношение равно 1,7). На диаграмму нанесены составы тагамитов и стекол из агломератовых зевитов Попигайской структуры, а также точка среднего состава вмещающих пород. Большинство точек образуют короткую полосу, которая достаточно уверенно аппроксимируется участком кривой фракционного плавления, проходящей через точку состава исходных пород. Составы стекол лежат в начале полосы и, с точки зрения палингена, должны были выплавляться раньше основной массы тагамитов. Действительно, по геологическим данным агломератовые зевиты являются образованиями одной из наиболее ранних фаз развития структуры. Для Карской структуры соотношения составов тагамитов и вмещающих пород могут аппроксимироваться кривой фракционного плавления при $p_{\text{H}_2\text{O}}=0,5 \text{ ГПа}$ (см. рис. 38, б).

Сравнивая диаграммы для Попигайской и Карской структур, можно видеть, что составы тагамитов Попигайской структуры тесно группируются вблизи среднего состава вмещающих пород. Это свидетельствует о том, что процесс палингенеза зашел достаточно далеко и плавление приближается к полному. Для Карской структуры точки тагамитов сконцентрированы в районе тройной эвтектики, состав вмещающих пород отстоит от них на достаточно большом расстоянии, промежуточные составы отсутствуют, т. е. здесь мы имеем лишь начальные стадии селективного плавления. В полном соответствии со сказанным находится значительный объем тагамитов в Попигайской структуре и ничтожно малый — в Карской.

Таким образом, некоторые особенности петрохимии криптовулканитов могут быть адекватно объяснены как с точки зрения гипотезы импактогенеза, так и в рамках модели палингенного плавления.

Наконец, для криптовулканитов характерны определенные геохимические аномалии, объясняемые обычно как селективным испарением, так и ассилиацией метеоритного вещества. Особенно типично повышенное содержание никеля, в меньшей степени накапливаются Со, редкие платиноиды. Не останавливаясь детально на этом вопросе, подчеркнем лишь, что эти геохимические аномалии могут быть связаны с иными процессами и что обычно они (аномалии) не являются критериями метеоритного удара, а, напротив, объясняются, как правило, с точки зрения импактной гипотезы, предполагаемой для данных пород по иным, более весомым признакам.

Подводя итоги сказанному, можно достаточно уверенно заключить, что тот комплекс признаков и критериев, который обычно считается достаточным для однозначной диагностики структуры в качестве метеоритного кратера, на самом деле таковым не является. Безусловно, этот комплекс находит в рамках импактной гипотезы непротиворечивое объяснение, однако это не исключает возможности действия и другого петрогенетического механизма.

Модель формирования взрывных кольцевых структур

Мы предприняли попытку разработать модель формирования взрывных кольцевых структур на примере Попигайской. Изложенные ранее особенности строения Попигайской структуры позволяют выделить несколько стадий ее развития (рис. 39).

1. Стадия прогибаания, охватывающая период от средней юры до начала позднего мела. В это время в районе современной котловины и ее обрамления располагалась изометрическая неглубокая (до 200—300 м) впадина, заполнявшаяся морскими, а позднее — континентальными вулканогенно-осадочными образованиями. Начало вулканической деятельности в пределах этой впадины относится к поздней юре, а наибольшее развитие — к апт-серноману. Формирование такой впадины было, по-видимому, связано с разогревом нижних горизонтов земной коры поднимающимися

глубинными потоками флюидов и тепла, уменьшением их прочности и проседанием расположенного над ними блока горных пород. Вероятно, к этому времени относится заложение ограничивающей современную котловину кольцевой ослабленной зоны.

2. Стадия куполообразования, предшествовавшая массовым излияниям позднего мела — палеогена. Впервые предположение о существовании молодого сводового поднятия (попигайского свода) на месте современной котловины было сделано П. С. Вороновым в 1958 г. на основе анализа конфигурации гидросети. Наличие такого поднятия доказывается и рассмотренными ранее геологическими данными. Реликтами купола, существовавшего на месте современной котловины, являются дугообразные в плане возвышенности, окаймляющие ее с запада и востока. Как показывают наши реконструкции, диаметр купола составлял не менее 150—160 км, а высота 600—700 м. Рост его сопровождался усиленной эрозией отложений платформенного чехла, которые в итоге сохранились лишь в кольцевых синклиналях.

Образование куполовидного поднятия было связано, видимо, с ростом очага летучих и флюидизированного материала под воздействием глубинных потоков тепла и летучих. В земной коре образовалась линза материала пониженной плотности, обусловившая гравитационную неустойчивость структуры. Как показывают опыты Х. Рамберга по моделированию куполов, в условиях гравитационного поля невозможно избежать образования куполов, если слои материала пониженной плотности перекрыты более плотными слоями. В крупных моделях более мелкие купола, осложняющие главный купол, растут преимущественно по его окружности.

Формирование концентрических кольцевых валов и осложняющих их взбросо-надвигов в нашем случае было обусловлено, скорее всего, неравномерным подъемом летучих и флюидизированного материала по системе конических трещин. Образование же мелких складок и надвигов происходило под действием горизонтального сжатия, обусловленного сползанием материала со вспучивающихся кольцевых валов — гребней.

Рост купола на месте современной депрессии можно сравнить с образованием купола над магматическим диапиром, с той разницей, что в данном случае ядро его было сложено находящимися под огромным давлением летучими и флюидизированным материалом. Формирование и подъем такого диапира сопровождались мощными подземными эксплозиями, генерировавшими высокоскоростные ударные волны. По-видимому, первоначально произошел мощный взрыв в центре структуры, на глубине 40—50 км, при котором образовалась система разломов (радиальных, кольцевых, откольных и других), подобная формирующемуся при взрыве заряда в горных породах. Расчеты А. И. Петрова с соавторами показали, что при взрыве мощностью 10^{20} Дж (такой и большей величиной оценивается энергия современных извержений) на глубине 50 км напряжения растяжения у земной поверхности более чем в четыре раза превышают прочность горных пород на растяжение. В резуль-

тате образуется система трещин, в которой наиболее удаленными (до 90—120 км) от эпицентра являются откольные трещины.

При росте куполообразного поднятия образовалась также система радиальных и кольцевых конических и наклонных трещин по механизму, обоснованному математическими расчетами И. В. Луцицкого и экспериментальными исследованиями И. В. Луцицкого, Г. В. Бондаренко.

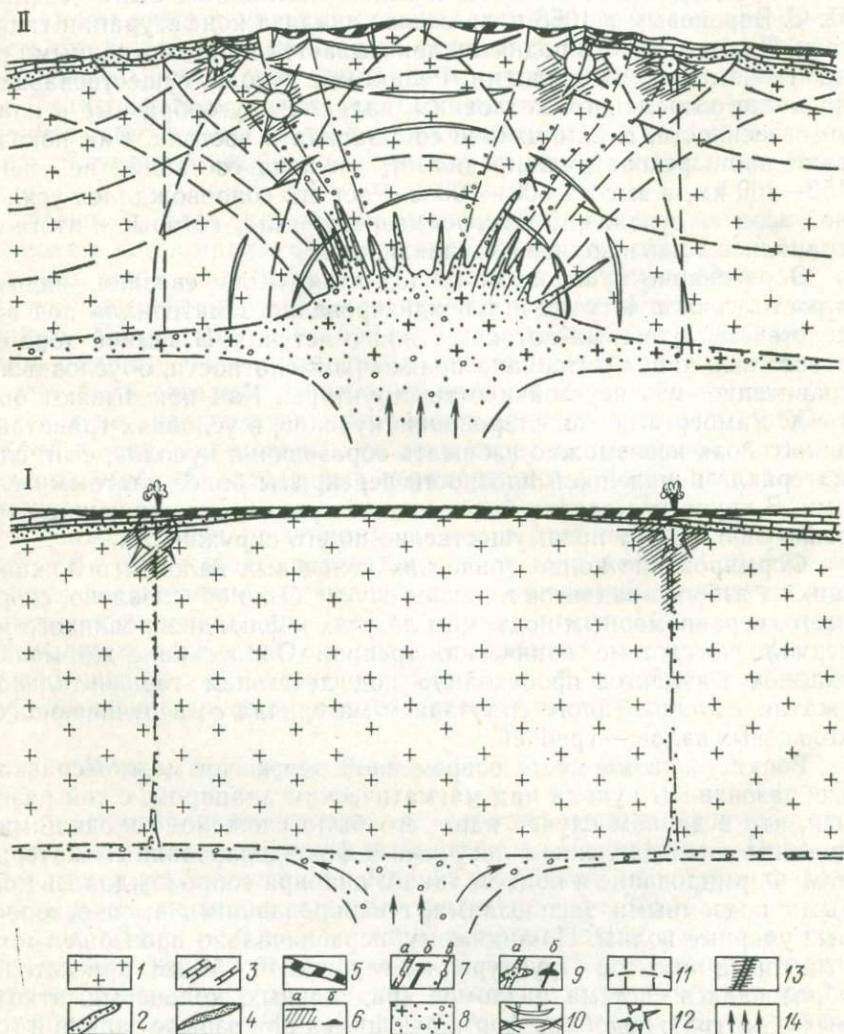
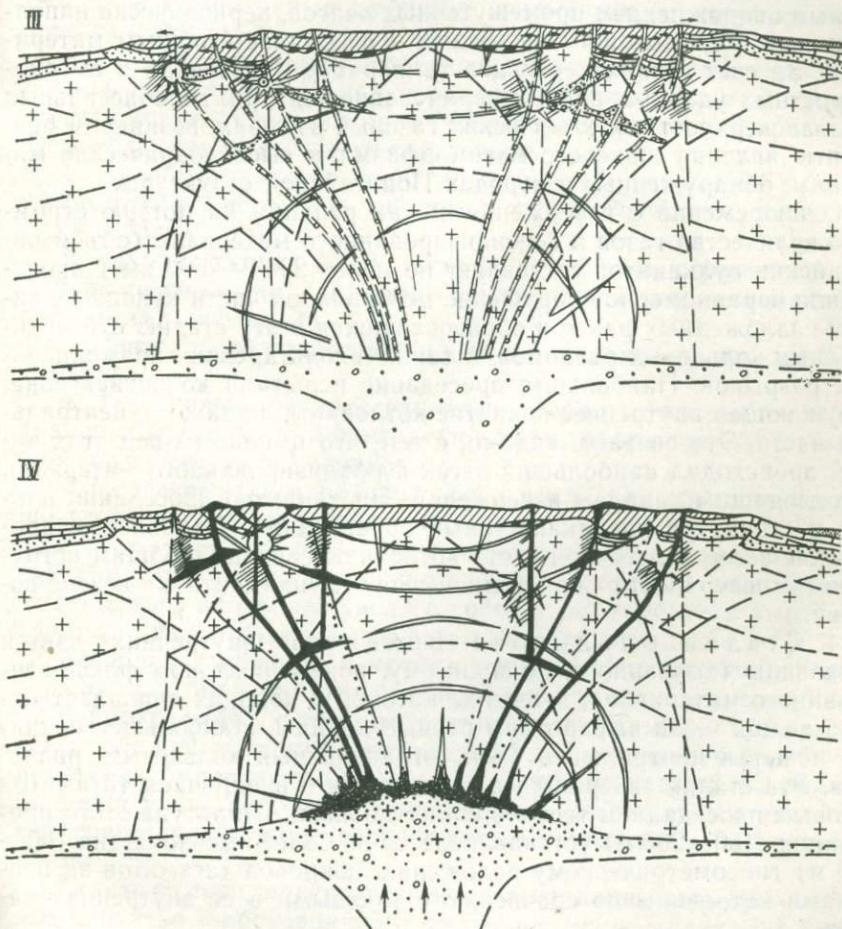


Рис. 39. Схема развития Полигайской структуры (I—IV стадии развития). Со¹ — кристаллические образования фундамента; 2—5 — породы платформенного чехла: 2 — товулканиты, зевиты (а) и тагамиты (б); 7 — подводящие каналы: извержений зевитов летучих компонентов и частично расплавленного и флюидизированного материала; 9 — кольцевые разломы (конические, наклонные субвертикальные) и трещины растяжения материала; 12 — гипабиссальные и приповерхностные взрывы; 13 — ударно-метаморфизо-

3. Стадия быстро следующих друг за другом взрывов извержений пирокластических потоков и почти одновременного с ними обрушения центральной части купола. Начало ее относится к концу позднего мела, когда развивающиеся радиальные и кольцевые трещины достигли земной поверхности, и по ним начались взрывы извержения высокоподвижного флюидизированного материала, сопровождавшиеся выделени-



ставил А. И. Трухалев.

рифейские, 3 — кембрийские, 4 — пермские, 5 — юрско-меловые; 6 — мел-палеогеновые крип-^(а), тагамитов (б) и места подъема глубинных газов и флюидов (в); 8 — места скопления промежуточные очаги; 10 — разломы, образовавшиеся при глубинных взрывах; 11 — образовавшиеся при росте и последующем проседании очага летучих и флюидизированного ванные породы; 14 — глубинные потоки тепла и флюидов

ем огромного количества раскаленных газов и многократными гипабиссальными и близповерхностными эксплозиями. Последние были обусловлены как резким сбросом давления, так и образованием взрывчатых газовых смесей. При таких эксплозиях образовались системы более мелких кольцевых и радиальных разломов, центры которых располагались на главных кольцевых разломах Попигайской структуры. Пульсации вулканической деятельности были вызваны, по-видимому, формированием и быстрым, эксплозивным опорожнением промежуточных очагов, периодически наполнявшихся поднимающимися газами и флюидизированным материалом. За счет резких перепадов температур и давлений и высокоскоростных ударных волн, генерировавшихся при гипабиссальных и близповерхностных химических газовых взрывах, возникали различные явления шокового метаморфизма и высокобарические минералы, обнаруженные в породах Попигайской структуры.

Одновременно с извержениями как реакция на потерю огромного количества газов и флюидизированного материала (объем попигайских вулканитов составляет не менее 2000—2500 км³) происходило неравномерное обрушение центральной части купола по системе заложенных ранее и образовавшихся в эту стадию субвертикальных кольцевых разломов, а также вдоль древних прямолинейных разрывов. Наибольшее проседание испытали кольцевая зона, окружающая внутреннее поднятие котловины, а также ее центральная часть. Это связано, видимо, с тем, что именно из-под этих частей происходил наибольший отток флюидизированного материала к подводящим каналам извержений. На характер проседания влияла и структура довулканогенных образований. Наибольшее проседание северо-восточной части котловины связано с общим погружением поверхности кристаллического фундамента к северо-востоку.

4. Стадия блокового поднятия внутренних частей котловины (вызванного, по-видимому, новым подтоком флюидизированного материала), в течение которой в породах пирокластической толщи были выработаны речные долины. Наибольшее поднятие испытал центральный блок, ограниченный кольцевым разломом. Эта стадия завершилась излияниями и внедрением тагамитов и новым проседанием территории котловины. Амплитуда этого проседания (150—200 м) устанавливается по более высокому (на 100—200 м) гипсометрическому положению покровов тагамитов за пределами котловины по сравнению с таковыми в ее внутренних частях.

В самом конце палеогена — начале миоцена образовавшаяся депрессия вместе с окружающими ее территориями была затоплена мелководным морским бассейном и перекрыта маломощным чехлом осадков. Активизация тектонических движений в плиоцен-четвертичное время вызвала усиление эрозии и размыв осадков предшествующей трансгрессии. Покровы тагамитов были в значительной степени эродированы и сохранились лишь на вершинах водоразделов.

Повышенный тепловой поток в Попигайской котловине, унаследованный, очевидно, от эпохи вулканизма, сохраняется и в настоящее время. Под котловиной на глубине 12—14 км электроразведкой выявлен высокопроводящий горизонт, связанный либо с эмульсией жидкой магмы, либо с обогащением гидротермами (по данным Л. И. Мусатова и др.). Микроклимат здесь значительно более мягкий по сравнению с сопредельными территориями. На космических снимках, сделанных в октябре и мае, котловина выделяется темным пятном, свободным от снега, покрывающего окружающие ее пространства [14].

Рассмотренные выше особенности строения и эволюции Попигайской структуры позволяют классифицировать ее как вулканотектоническую депрессию типа резургентных кальдер. Характерными признаками их являются следующие.

1. Крупные размеры, значительно превышающие размеры вулканов центрального типа (обычный размер 20—50 км, нередко до 70 км и более).

2. Грубо округлая или полигональная форма, ограничение нормальными сбросами; последние обычно связаны с региональными сбросовыми системами.

3. Центральное поднятое ядро, расположенное внутри опущенного блока.

4. Тенденция к распространению в районах горстов и грабенов (например, Восточно-Африканский рифт, провинция бассейнов и хребтов в Северной Америке и др.).

5. Нередкое залегание брекчий и пирокластов в виде даек и жил; обычное присутствие псевдотахилитов.

6. Негомогенный состав поверхностных пород, представленных, как правило, туфами пирокластических потоков и игнимбритами андезитового или более кислого состава; на глубине в этих структурах залегают более основные, чем андезит, породы.

Ассоциация средних и кислых пирокластических пород на поверхности с более основными породами на глубине связана, по Д. Рейнольдс [46], с тем, что резургентные кальдеры в целом обязаны своим происхождением основной магме, необычайно богатой летучими компонентами. Последние флюидизируют и ассимилируют вмещающие породы, и этот материал извергается в виде пирокластических потоков, сопровождаясь огромными количествами газов.

Действительно, пространственная ассоциация взрывных кольцевых структур с производными щелочных (чаще калиевых) базитовых магм (или же с породами, которые можно рассматривать как результат их дифференциации) встречается довольно часто. Она характерна и для структур, описанных в настоящей работе. В Карской структуре трахидолериты обнажаются в пределах центрального поднятия; невдалеке от Попигайской структуры, в нижнем течении р. Федор, обнаружены оливиновые базальты, тесно связанные с породами, несущими признаки ударного метаморфизма, а к югу от структуры В. И. Вагановым и А. А. Константиновским

описана трубка взрыва ультракалиевых трахитов. Интересно, что близкие по составу калиевые трахиты обнаружены и в пределах Первомайской структуры в Кривбассе, которая также рассматривается некоторыми исследователями как астроблема. Трахитам свойственно резкое преобладание К над Na и пониженное содержание глинозема; среди минералов преобладает ортоклаз. Эти трахиты слагают дайку мощностью 17,5—22,5 м. По-видимому, калиевые трахиты можно рассматривать в качестве дифференциаторов щелочных калиевых базитовых магм. В Маймеч-Котуйской провинции такая дифференциация привела даже к образованию трахиличаритов.

Отметим, что по подсчетам А. И. Трухалева, смесь 15 % калиевого базальта и 85 % среднего состава пород основания Попигайской структуры очень близка к среднему составу попигайских тагамитов.

Таким образом, имеются основания считать, что взрывные кольцевые (криптовулканические) структуры генетически связаны с производными щелочных базальтовых магм, очень сильно перегретых и обогащенных летучими компонентами, с резко восстановительным флюидным режимом.

С учетом сказанного ранее о химических газовых взрывах, можно предположить, что в основе энергетики вулканических взрывов лежат два главных механизма: механизм катастрофически быстро нарастающего адиабатического расширения магматической колонны при движении ее к поверхности, благодаря выделению растворенных газов и быстрому уменьшению коэффициентов их расширения при снижении давления, и механизм взрывного окисления ювенильных мантийных газов. Для обычных вулканов, поставляющих лавы с водно-углекислой специализацией флюида, первый («грейтоновский») механизм взрыва должен быть главным, определяющим динамику вулканического процесса. В этом случае можно лишь предполагать, что первопричина его — химические взаимодействия ювенильных газов с кислородом и другими элементами — скрыта на глубинах в корневой области вулкана и периферическом магматическом очаге. В настоящее время фактических данных недостаточно для того, чтобы обосновать модель вертикальной геохимической зональности такого вулкана и наметить хотя бы ориентировочно зону инверсии восстановленного ювенильного флюида во вторичный окисленный. Кроме того, в процессе эволюции магматического очага, отражающейся в периодичности и пульсациях вулканизма, флюидный режим должен подвергаться изменениям во времени и пространстве. Прорывы неокисленных мантийных газов к поверхности и возникновение химических взрывов на уровне жерла — явление, по-видимому, подчиненное для вулканов этого типа.

Чем более консолидирована земная кора и чем быстрее осуществляется подъем по каналам сосредоточенной проницаемости мантийных флюидно-магматических колонн, тем более вероятно массивное накопление неокисленных ювенильных флюидов в приповерхностной части земной коры, где и формируются взрывчатые газо-

вые смеси. В этом случае «грейтоновский» механизм взрыва становится подчиненным и перекрывается намного более мощными явлениями химического газового взрыва.

Именно с развитием вулканизма по второму пути и связано, с нашей точки зрения, образование взрывных кольцевых (криптовулканических) структур.

Геолого-петрографическая классификация криптовулканитов

Общепринятой классификации пород, слагающих взрывные кольцевые структуры, в настоящее время не существует, хотя в рамках гипотезы импактогенеза основные элементы такой классификации уже разработаны, и расхождения касаются главным образом второстепенных деталей. По предложению В. Л. Масайтиса, породы взрывных структур подразделяются на пять структурно-литологических комплексов: цокольный, коптогенный, заполняющий, перекрывающий и инъекционный. Последние три комплекса формируются после возникновения собственно кольцевой структуры и имеют к ней лишь косвенное отношение. Породы первых двух комплексов содержат признаки ударного метаморфизма и имеют диагностическое значение.

Цокольный комплекс состоит из брекчированных пород и брекчий основания (цоколя) взрывной структуры, которые образовались на месте своего залегания или претерпели незначительные по масштабу связные перемещения материала без его перемешивания. Эти породы объединяются под названием «аутигенная брекчия».

Породы коптогенного комплекса состоят из обломков пород основания и стекла и подразделяются на литоидные брекчии и импактиты. В первых содержание стекла не превышает 10 %, они относятся к аллогенной (перемещенной) брекчии. В импактитах (зювитех и тагамитах) количество стекла варьирует от 10 до 100 % [15]. Правда, по мнению ряда исследователей, учитывая общность источника энергии и единый по своей сути механизм образования, все перемещенные брекчии, независимо от содержания в них стекла, должны включаться в термин «импактит» [8].

Выделенные комплексы пород подразделяются по литолого-петрографическим признакам на виды в зависимости от характера и степени ударного метаморфизма, а также перемешивания материала, и далее — по типу и размеру обломков (литокластов, витрокластов, гранокластов), составу цементирующего материала (обломочному или стекловатому), а также количественным и структурно-текстурным соотношениям этих компонентов (табл. 21).

По условиям образования импактиты подразделяются на ряд фаций. В цокольной фации широко развиты аутигенные брекчи, встречаются псевдотахилиты. Фация донных потоков включает аллохтонный материал, транспортировавшийся волочением по дну. Это аллогенные брекчи различной размерности, тагамиты и зювиты. Особенностью донной фации являются сложность контактовых взаимоотношений пород, наличие взаимных включений и пересече-

Таблица 21

Принципиальная схема классификации взрывных брекчий и импактидов [15]

Характер нахождения	Агрегатный состав обломков (вверху) и матрицы (внизу)				
	Л, К (К)	Л, К, В (К, В)	Л, К, В (К, В)	Л, К С	Р С
Неперемещенный или незначительно перемещенный (аутогенный) материал	Брекчированные породы, брекчии Коптокатаклизиты	Коптоказиты со стеклом		Псевдотахилиты	Массивные импактиды
Перемещенный (аллогенный) материал	Горная мука Крупнообломочные брекчии	Крупнообломочные брекчии со стеклом	Грубообломочные брекчии со стеклом	Обломочные импактиды	Массивные (II рода) Импактиды
Отдельные тела импактидов	Грубообломочные брекчии Коптокласситы	Коптоказиты со стеклом			

Л — литокласти, К — кристаллокласти, В — витрокласти, С — стекло и продукты его кристаллизации и изменения, Р — реликтовые минералы и их агрегаты. В скобках — тонкодисперсное состояние того же материала в матрице.

ний, «горячий» характер контактов, что указывает на консолидацию этих пород в высокотемпературных условиях, до полного остеоклования расплава. Породы аэродинамических фаций и тектиты отличаются отложением уже после застывания и существенного охлаждения расплава, которые происходили в процессе транспортировки материала по баллистическим траекториям. В зависимости от траекторий этот материал может либо выбрасываться из кратера, либо снова падать в него (что и определяет принадлежность к выброшенной аэродинамической фации). Здесь продукты застывания расплава не образуют самостоятельных геологических тел, а входят в состав зюбитов [8].

Естественно, что принципиально иной генетический подход к взрывным кольцевым (криптовулканическим) структурам, развиваемый авторами настоящей книги, должен найти свое отражение и в геолого-петрографической классификации слагающих их пород, особенно в плане фациального расчленения. Задача разработки такой классификации весьма сложна. С одной стороны, учитывая в конечном счете вулканическое (с нашей точки зрения) происхождение взрывных кольцевых структур, классификация

должна основываться на известных классификациях вулканитов и использовать их терминологию, с другой — учитывать и отражать специфику вулканического процесса, отличного от широко распространенных «обычных» вулканических явлений.

С точки зрения вещественного состава, непосредственно выполняющие структуру породы (контогенный комплекс, по В. Л. Масайтису) являются членами непрерывного ряда: вмещающие породы — стекло, поэтому количественное соотношение этих компонентов в любом случае будет являться одним из основных классификационных признаков. При содержании обломков вмещающих пород (чужих обломков) свыше 50 % порода может быть названа эруптивной брекчией. При содержании стекла свыше 50 % целесообразно использовать термин «ксенотуф», предложенный Е. Ф. Малеевым. Приставка «ксено» добавляется к названию вулканокластических пород, содержащих до 50 % ксеногенного, чужого материала. Сам же термин «туф» применяется к пирокластическим образованиям без ограничения со стороны размерности обломков и способа их транспортировки [11].

Если содержание стекла превышает 70—75 %, то породы обычно приобретают массивный облик и весьма схожи с игнимбритами. Аналогия между массивными «импактитами» и игнимбритами отмечалась многими исследователями. Напомним, что игнимбрит (термин П. Маршалла) образуется в результате извержения пирокластических потоков и последующего сваривания обломочного материала в монолитную массу, пирокластическую природу которых можно всегда определить. «Основная масса игнимбритов состоит на 40—70 % из обломков стекла и кристаллов. Стекло первоначально было представлено рогульчатыми обломками и более плотными и пористыми (пемза) обломками стекла. В процессе сваривания обломки стекла теряют первоначальную форму, изгибаются, сплющиваются, более крупные обломки приобретают линзовидную форму. В обломках пемзы поры вытягиваются, уплощаются, создавая ленточную текстуру, а затем они и совсем исчезают, иногда оставляя едва заметную полосчатость. Периферия обломочного материала растворяется, и промежутки между ними заполняются стеклом. Иногда процесс растворения и деформации заходит настолько далеко, что едва улавливаются реликты обломков.

Чужие обломки весьма распространены в игнимбритах. Их процентное содержание колеблется от 3—5 до 10—20, переходя в ксеноигнимбриты. Обломочный материал весьма разнообразен, состоит из пород, слагающих фундамент вулкана. Обломки носят следы температурных воздействий, а иногда в них расплавляется стекло и они деформируются» [11, с. 87].

Из сказанного можно сделать вывод, что спекшиеся витрокластические зловиты с удлиненными флюидальными стеклами, слагающие краевые части тагамитовых потоков и изредка самостоятельные тела, в основных своих чертах аналогичны игнимбритам и могут быть названы ксеноигнимбритами.

Г. Панто в 1962 г. ввел термин игниспумит для сваренной породы, промежуточной между игнимбритами и лавами. Петрографически игниспумиты представляют собой весьма сильно сваренные игнимбриты, когда в результате сплавления обломочного материала порода приобретает лавовые текстуры и структуры. Г. Панто связывал образование игниспумитов с тем, что в момент образования породы обломочный материал был представлен не твердыми обломками, а расплавленными. Для игниспумитов характерны ленточные и флюидальные текстуры. В случае значительного содержания ксеногенного материала игниспумиты напоминают кластолаву, так как создается впечатление цементации лавой обломочного материала [11]. По своим характерным особенностям игниспумиты сопоставимы с тагамитами покровов и потоков, которые могут быть названы ксеноигниспумитами.

Как отмечает Е. Ф. Малеев, игниспумиты и игнимбриты нередко входят в состав одного пирокластического потока, причем первые слагают его центральные части. Именно такое строение присуще и сложным пирокластическим (зювит-тагамитовым) потокам в Попигайской, Карской и ряде других структур.

Таким образом, мы выделяем в общем ряду стеклосодержащих брекчий: эруптивные брекчи с содержанием обломков стекла до 50 % (соответствуют литоидным брекчиям, витролитокластическим зювитам); ксенотуфы (соответствуют литовитрокластическим зювитам) с содержанием стекла 50—75 %; ксеноигнимбриты с содержанием стекла 75—90 % (соответствуют витрокластическим спекшимся зювитам); ксеноигниспумиты (соответствуют тагамитам).

Для эруптивных брекчий, ксенотуфов и ксеноигнимбритов мы считаем целесообразным сохранить общее название «зювит», а для ксеноигниспумитов — «тагамит», используя эти термины для обозначения вулканогенных пород, содержащих обломки с признаками ударного метаморфизма. Эти названия закрепились в советской литературе при описании пород взрывных кольцевых структур и подчеркивают их отличие от «обычных» вулканитов. Естественно, что, в отличие от сторонников гипотезы импактогенеза, мы не вкладываем в термины «тагамит» и «зювит» какого-либо генетического содержания.

Ранее, при описании геолого-петрографических особенностей пород криптовулканических структур, отмечалось, что по комплексу признаков они наиболее близки к образованиям флюидизационно-эксплозивным. Поэтому мы выделяем комплекс флюидизационно-эксплозивных брекчий, породы которого по фациальным условиям формирования подразделяются на покровную фацию (образования флюидизированных пирокластических потоков) и жерловую (подводящих каналов). В целом породы обеих фаций идентичны и различаются в основном условиями залегания. Как и в «обычных» вулканитах, в породах жерловой фации возрастают количество и крупность обломочного материала.

Дальнейшее расчленение флюидизационно-эксплозивных брекчий осуществляется на основе количественных соотношений облом-

ков различного состава и их размерности. В первом случае целесообразно использовать уже апробированную схему классификации зювитов по А. И. Райхлину, Т. В. Селивановской [15].

В двучленном названии зювитов (табл. 22) учитывается присутствие двух ведущих компонентов, составляющих в сумме не менее 90 %, при этом на второе место ставится преобладающий компонент.

Таблица 22
Схема петрографической классификации зювитов

Разновидности	Количество обломков, %		
	Витрокласти	Кристаллокласти, гранокласти	Литокласти
Витрокластические	75—90	10	10
Литовитрокластические	50—75	10	10—50
Витролитокластические	10—50	10	50—75
Кристалловитрокластические	50—75	10—50	10
Витрокристаллокластические	10—50	50—75	10
Грановитрокластические	50—75	10—50	10
Витрогранокластические	10—50	50—75	10

понент. Если содержание третьего компонента превышает 10 %, то название становится трехчленным, причем обозначения компонентов располагаются в порядке возрастания их роли в составе породы.

Крупность материала в вулканокластических породах обозначается прилагательными, значения которых соответствуют размерам обломков в мм [11]:

Пелитовый (тонкообломочный)	Менее 0,01
Алевритовый (мелкообломочный)	0,01—0,1
Псаммитовый (среднеобломочный)	0,1—2
Мелкоксифитовый (крупнообломочный)	2—10
Крупноксифитовый (лапиллиевый)	10—50
Агломератовый	50—200
Глыбовый агломератовый	более 200

В соответствии с предлагаемой классификацией диспергиты, например, могут быть определены как тонкообломочные (пелитовые) литокластические эруптивные брекчии, широко развитые в Карской структуре витролитокластические зювиты — как агломератовые витролитокластические эруптивные брекчии, литовитрокластические зювиты — как лапиллиевые или агломератовые литовитрокластические ксенотуфы и т. д.

При описании конкретных структур мы отмечали широкое развитие в них явно интрузивных тагамитовых тел, оказывающих интенсивное механическое и термальное воздействие на вмещающие породы. Характерной чертой интрузивных тагамитов является отсутствие флюидальности (в крупных тела), хотя нередки признаки течения расплава, выраженные в субпараллельном расположении

нии длинных щелевидных пор. Интрузивы составляют комплекс пород субвулканических интрузий, который подразделяется на породы собственно интрузивной фации (слагающие крупные силлы, дайки, некки, лакколиты в толщах зовитов и породах основания) и жильной фации (составляющие небольшие жильные тела, локализованные в породах основания). Несколько неясно фациальное положение псевдотахилитов. По механизму образования они аналогичны тагамитам, однако отличаются крайне незначительной степенью перемещения. Учитывая визуально интрузивный характер их залегания, мы пока условно отнесли псевдотахилиты к жильной фации, выделив их в качестве отдельной субфации.

Интрузивные тагамитовые тела оказывают на вмещающие породы интенсивное термальное воздействие, превращая их в зоне экзоконтакта в породы, внешне идентичные витрокластическим спекшимся зовитам, однако в отличие от последних выделения

Таблица 23

Вариант геолого-петрографической классификации пород взрывных кольцевых структур (криптовулканитов)

Содержание стекла, %	Комплекс флюилизационно-эксплозивных брекчий (образования флюидизированных пирокластических потоков)	Комплекс пород субвулканических интрузий		Комплекс термально метаморфизованных пород
		Собственно интрузивные фации	Жильная фация	
90—100	Ксеногниспумиты (тагамиты с флюидальной текстурой в центральных частях тел)	Тагамиты нефлюидальные	Жильные тагамиты, псевдотахилиты	
75—90	Ксеногнимбриты (витрокластические спекшиеся зовиты с флюидальными ориентированными стеклами)			Витрокластические спекшиеся зовиты в экзоконтактах интрузивных тел с беспорядочно ориентированными флюидальными стеклами
50—75	Литовитрокластические ксенотуфы (литовитрокластические зовиты)			
10—50	Эруптивные брекчии витролитокластические (витролитокластические зовиты)			
0—10	Литоидные эруптивные брекчии (литоидные брекчии)			

флюидальных стекол в них не обладают определенной ориентированностью. Эти породы образуют комплекс термально-метаморфизованных пород и относятся к фации контактowego метаморфизма и пирометаморфизма.

В целом все перечисленные типы пород можно объединить под общим названием «криптовулканиты». Хотя, как уже отмечалось ранее, этот термин представляется нам не совсем удачным, он сложился исторически, и именно как противовес термину «импактиты». Таким образом, под криптовулканитами мы понимаем породы эндогенного, земного происхождения, несущие на себе признаки ударного метаморфизма.

В табл. 23 приведена предлагаемая схема классификации криптовулканитов. Естественно, что эта классификация должна рассматриваться лишь как предварительный, рабочий вариант, который тем не менее, может оказаться полезным для дальнейших разработок в этом направлении.

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ЛУНЫ, МАРСА И ДРУГИХ ПЛАНЕТ

Подробные сведения о кольцевых структурах Луны и Марса можно найти в литературе. Поэтому мы ограничимся лишь кратким обзором тех аргументов, которые приводятся в пользу вулканического происхождения большинства крупных и средних по своим размерам кратеров на этих телах [39] и др. Что касается небольших ($D < 10$ км) кратеров, то для них с несомненностью устанавливается три механизма образования морфологически однотипных структур. Это, во-первых, падение метеоритов и астероидов, во-вторых — падение глыб, выброшенных из крупных кратеров. Такова оказалась, при исследовании с искусственного спутника Луны «Орбитер», природа светлых лучей, расходящихся от вершин кратеров Тихо, Коперник и Аристарх. Эти кратеры с «лучами» представляют собой возвышенности, наиболее похожие на земные вулканы центрального типа. Светлые лучи соответствуют полосам сгущения вторичных ударных мелких кратеров на поверхности Луны.

Третий тип мелких кратерных углублений хорошо представлен на Марсе, но встречается и на Луне, например в рифтовой долине Гигинус и в других местах. Это кратеры, расположенные цепочками вдоль разлома, несомненно связанные с процессами дегазации планеты. Нередко они напоминают по своей форме маары — углубления трубок взрыва (диатрем).

Выплавление из первичного ультраосновного материала базальтовых и других магм, за счет которых образуется кора планет, стирает, как подчеркивал А. П. Виноградов, следы более ранней акреции. Оно совершенно преобразует ту первичную поверхность планеты, которая существовала до дифференциации вещества планеты на оболочки. «На Луне мы видим хорошо сохранившийся ландшафт, возникший в результате выплавления ее коры... Про-

исхождение кратеров на Луне по крайней мере — результат двух разных процессов. Одни из них возникли в результате вулканической деятельности, другие от ударов падающих на Луну метеоритов или камней при взрывном вулканизме... Можно полагать, что небольшие кратеры правильной круглой формы, окруженные нередко выпавшими фрагментами пород, до километра в диаметре, — ударного происхождения. Крупные кратеры, во всяком случае многие, — вулканического происхождения». «Рельеф Луны — резюмировал результаты своего исследования А. В. Хабаков — (если не считать кратеров — «лунок») является рельефом вулканогенным». Генезис беспорядочно рассеянных маленьких впадин чашеобразной формы со слабо выраженным валом кратеров — «лунок» он связывал с падением метеоритов.

Аргументы, подтверждающие достоверность заключений А. П. Виноградова и А. В. Хабакова, состоят в следующем.

1. Линейное расположение кратеров, которое указывает на их связь с разломами. Если бы все кратеры были метеоритного происхождения, то они должны были бы более равномерно покрывать поверхность Луны, отмечает академик А. А. Михайлов. «Весьма обстоятельная статистика, проведенная Дж. Фильдером и А. Маркусом, выявила, что распределение кратеров на лунной поверхности не случайно: существует определенная тенденция кратеров к группировкам, скоплениям, цепочкам». Это заключение подтверждает вулканическую теорию. По снимкам с космических аппаратов «Зонд-3» и «Орбiter», на обратной стороне Луны четко выделяются почти прямолинейные цепочки протяженностью во многие сотни километров, состоящие из нанизанных кратеров диаметром иногда в несколько десятков километров.

На видимой стороне Луны известен прямолинейный ряд крупных кратеров на продолжении разломов хребта Кавказ, протягивающийся в меридиональном направлении, через кратеры Шрётер, Фламмарион, Птолемей, Альфонс, Арзахель, Пурбах, Региомонтан; далее он постепенно поворачивает через кратеры Вальтер и Штёффлер к кратеру Мавролик. Протяженность этой линии, которая проходит по границе областей, характеризующихся различным строением коры (материковой области с хребтом Алтай на востоке и областью Моря Облаков, Океана Бурь и Моря Дождей на западе), составляет 1420 км. Параллельно протягивается ряд, состоящий из крупных кратеров Гиппарх, Аль Battani, Вернер: они также имеют размеры более 90 км в поперечнике [39].

Ряды небольших кратеров сопоставляются с цепочками вулканов, образующимися на Земле при трещинных излияниях лавы [39].

2. Морфологическое сходство кратеров Луны с вулканическими кальдерами, обстоятельно аргументировано в работах К. Бюлова, который считает, что «для всех лунных кратеров от приблизительно 10 км до более чем 200 км в диаметре можно обсуждать только исключительно вулканическое происхождение» [39, с. 529]. Характерными чертами являются террасирование внутренней части края

теров, связанное с концентрическими сбросами, кольцевые системы даек и последовательные излияния лав по таким разломам, обнаруженные, например, при фотографировании со спутника. Всеми аргументом служат морфологические особенности, которые указывают на длительное, неоднократно возобновляющееся формирование кольцевых структур в связи с магматическими процессами. Таковы кратеры с несколькими концентрическими валами, паразитические кратеры на валах и внутри цирка и пр. (например, в кратерах Катарина, Региононтан).

3. Наличие центральных горок, которые, по-видимому, представляют собой экструзивные тела, образовавшиеся из вязкой магмы, выдавленной через канал (жерло вулкана), позже того мощного взрывного извержения, которое сформировало депрессию цирка и его вал. Выдавливание такой пробки наблюдалось после эксплозии 1902 г. на о. Мартиника (так называемая «игла Мон-Пеле»). Центральные горки не встречаются в кратерах диаметром менее 10—20 км, но присутствуют у большинства кратеров, имеющих диаметр 30—80 км и больше. Нередко они представляют собой величественный горный пик или целую группу скалистых возвышенностей, разделенных расселинами. Высота центрального пика иногда превышает высоту вала (цирк Морета). При съемках с высоты 100 км на вершинах центральных гор обнаружились углубления, просверленные газами, которые продолжают просачиваться по прежнему каналу. Эти особенности рельефа центральных гор не позволяют считать их результатом упругой отдачи или останцами, как предполагается по метеоритной гипотезе.

Вулканические процессы, родственные формированию центральных горок, проявлялись, во-первых, в излияниях лавы внутри взрывной депрессии. Это характерно для кратеров с относительно высоким дном; отдельные потоки распознаются на детальных космических снимках. В результате заполнения лавой всего цирка до уровня вала образовалась круглая в плане столовая гора Варгентин.

Во-вторых, известны обнаруженные еще П. Пюизе, главным образом на ровной поверхности морей, круглые выпуклости — вулканические купола, в верхней части которых обычно имеется углубление (жерло).

4. Двухкольцевые и многокольцевые структуры, как небольшие по размерам (кратер Март), так и крупные (талласоид Королев с диаметром внешнего кольца 430 км; Море Восточное). Они свидетельствуют о нескольких последовательных этапах выброса материала из центра или о ступенчатом тектоническом опускании по концентрическим разломам, сбросам. Поскольку повторное попадание метеоритного тела в ту же точку практически невозможно, следует считать, что представление об ударном формировании концентрических разломов и гребней в таких больших и сложных кольцевых структурах, как Море Восточное на Луне, Море Жары на Меркурии и Аргира на Марсе, является менее вероятным.

5. Прямые доказательства продолжающейся дегазации недр Луны, обнаруженные Н. А. Козыревым в центре кратера Альфонс (истечение газа CO_2 , зарегистрированное по спектрограммам).

Фотографируя во время затмения Луны 1964 г. инфракрасное излучение ее поверхности, американские астрономы обнаружили, что в 80-километровом кратере Тихо температура на 100° выше, чем в окружающей местности. Подобные же эффекты наблюдались в кратерах с лучевыми системами (Аристарх, Коперник, Кеплер, Прокл). Разнообразные изменения цвета и других характеристик поверхности Луны, инструментально зарегистрированные за последние годы, приурочены главным образом к районам, расположенным поблизости от кратеров или наблюдаются в них самих. Обнаружено, что концентрация аргона, поступающего из недр Луны, имеет периодичность (206 суток), которая наблюдается также и в распределении нескольких тысяч лунотрясений за время их регистрации на четырех автоматических сейсмографах в 1969—1976 гг.

В кратерах Тихо, Аристарх и некоторых других обнаружено люминесцентное свечение в эмиссионных полосах (39, 42, 43, 44, 45 — $55 \cdot 10^{-5}$ м), соответствующих люминоформам нефти, в частности — высокомолекулярным смолам. Этот факт можно сопоставить с наличием нефтяных битумов неорганического происхождения в кимберлитовых трубках взрыва Сибири. По современным представлениям глубинная флюидно-газовая фаза, характерная для верхней мантии, имеет резко восстановительный характер и состоит главным образом из метана, водорода, CO , H_2S , H_2O с подчиненным количеством тяжелых углеводородов (C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10}). Поскольку спектроскопия газов кратеров Луны указывает на поступление CO_2 и H_2 , такая интерпретация люминесцентных данных представляется достаточно обоснованной.

В результате гравиметрических и сейсмологических исследований установлены новые факты, которые указывают на определяющую роль эндогенных факторов в формировании структуры и рельефа Луны [10] и др. Кора и мантия Луны характеризуются резкой латеральной неоднородностью. В более высоких по своему гипсометрическому уровню материковых областях толщина коры достигает 100—150 км. Она сложена в верхних своих слоях анортозитами и, возможно, диоритами и гранодиоритами. Кора «материков» характеризуется обилием кратеров, в том числе крупных и наиболее древних, покрывающих местами почти всю поверхность; иногда видны небольшие покровы — излияния позднейших лав.

В противоположность этим областям, где дифференциация мантии и магматические процессы активно протекали на раннем этапе истории Луны (4,4—3,9 млрд. лет тому назад), обширные депрессии морей имеют толщину коры от 50 до 80 км; в верхних слоях она состоит из базальтов, излившихся 3,0—3,9 млрд. лет тому назад. Ультраосновные породы мантии Луны подходят ближе всего к поверхности под круглыми морями, с которыми связаны интенсивные положительные аномалии силы тяжести — масконы (Моря

Дождей, Ясности, Кризисов, Влажности, Нектара, Восточное). Анализ изостатических аномалий указывает на движение масс от центра к периферии таких «морей» в подкоровом слое [10].

Области «морей» в основном располагаются на видимом полуширии Луны, создавая свойственную ей асимметрию, и именно к ним приурочены почти все очаги лунотрясений (в том числе на глубине 800—1000 км). Среди этих морей или вблизи них находится большинство сравнительно молодых (1 млрд. лет и меньше) вулканов со светлыми лучами — выбросами, распространившимися на 500—3000 км от кратера (Коперник, Кеплер, Аристарх, Мессье). В этих же областях, например, в южной части Моря Дождей вблизи кратера Эйлер, распространены позднейшие по основному периоду заполнения морей базальтами, лавовые потоки и современные проявления тектонической и вулканической активности.

По-видимому, такое резкое различие в строении коры и верхней мантии (подтверждаемое также и разницей в скоростях волн, проходящих в ней) возникло на ранних этапах, когда в течение первого миллиарда лет существования Луны (4,6—3,7 млрд. лет) температура в ее недрах достигала максимума, а вязкость — минимального значения. В это время магма могла выплавляться и существовать на глубине 50—100 км, а также происходила конвекция, обусловленная гравитационной дифференциацией во всем объеме Луны. Модели конвекции в недрах Луны рассматривались С. Ранкорном. В зонах стока подкоровых течений образовался мощный слой магматических дифференциатов — материковая кора, тогда как в областях их подъема имело место растяжение слоя дифференциатов и возникали впадины морей на тонкой коре. Образовались, как и на Земле, два гипсометрических уровня поверхности — материковый и морской [10].

К настоящему времени, вследствие охлаждения Луны, распределение температур в ее мантии изменилось настолько, что магма может сохраняться лишь на глубине 800—1000 км, где располагаются активные очаги сейсмичности. Конвекция прекратилась 3 млрд. лет назад, и лишь слабые унаследованные движения поддерживают существование значительных изостатических аномалий. Масштабы горизонтальных перемещений блоков коры были гораздо меньше, чем на Земле.

Увеличение толщины коры и охлаждение мантии в материковых областях привело к почти полному прекращению излияний магмы в материковых областях уже 3,7—4 млрд. лет назад. Однако дегазация мантии здесь продолжалась, что и выразилось в образовании многочисленных взрывных кратеров, которыми испещрена поверхность «материков» Луны.

В областях лунных морей с их более тонкой корой, напротив, вулканизм продолжался и позже в форме массовых излияний. Но когда и здесь охлаждение привело к тому, что подъем магмы с глубин 150—1000 км оказался невозможен, основным стал процесс газового вулканизма. Сжатые газы, поступавшие с очень большой глубины в кратеры крупных вулканов центрального типа (Копер-

ник, Тихо, Кеплер, Аристарх и др.), вызывали эксплозии настолько мощные, что начальная скорость выброшенных масс приближалась к первой космической скорости. На Луне такая скорость составляет 1,7 км/с. Это несколько меньше, чем начальная скорость выброса обломков при извержении Кракатау (2 км/с). Поэтому нет ничего удивительного в том, что радиальные выбросы («лучи») некоторых из этих кратеров распространяются на 1/4 окружности Луны.

Сейсмология позволяет прощупать корни таких взрывных извержений. Очики многочисленных лунотрясений, периодически повторяющихся в связи с приливами, которым подвергается Луна под действием притяжения Земли и Солнца, находятся на глубине 800—1080 км. Такая периодичность, вероятно, связана с деформациями магматических масс, находящихся на указанной глубине. Один пояс глубоких землетрясений проходит почти меридионально в полосе «морей» вдоль 25—35° з. д., другой отделяется от него на экваторе и уходит в сторону Моря Кризисов. При этом обнаруживается, что из 60 эпицентров регулярно действующих очагов один эпицентр сейсмического очага находится вблизи кратера Аристарх, но два эпицентра — вблизи кратеров Кеплер, Коперник и Прокл и один — в 300 км от кратера Тихо. Из этих очагов, по-видимому, и поднимались сжатые газы при взрывных извержениях (рис. 40).

То, что сказано о морфологии и генезисе кольцевых структур Луны, в значительной мере применимо к Меркурию и Марсу. При тех же размерах процент кратеров с центральными горками на Марсе меньше, чем на Луне, а на Меркурии — больше, чем на Луне, причем здесь их много уже среди кратеров с диаметром 10—30 км. С увеличением диаметра процент таких кратеров возрастает (до максимума при диаметре 60—80 км). На вершинах центральных горок некоторых марсианских кратеров видно углубление — вулканическое жерло.

На Марсе среди крупных кратеров имеется много двухкольцевых структур с хорошо выраженным валом. Это может указывать на повторные извержения из того же самого центра или на излияние лав из концентрических разломов. Таковы кратеры Лио, Лоуэлл, Гельмгольц, Миланович, Слайфер, Семейкин, Галлей, Фон Каман, Галилей, Маральди, Джонс, Черулли, Даус, Бернард (3 вала), Уоллес, Моулсорт, Хэдли, Королев, Докучаев, Ломоносов и др. Кроме этих 20 кратеров имеется более сотни кратеров, в которых, кроме ясно выраженного внешнего вала, виден неясно выраженный вал внутри него. Поскольку повторное попадание метеоритного тела в ту же точку практически невероятно, а детальное изучение аналогичных двухкольцевых структур Луны указывает на вулканическую природу и длительное развитие таких структур, подобное происхождение перечисленных кратеров Марса представляется наиболее правдоподобным.

На Марсе и Меркурии известны также несколько крупных кольцевых структур (2—4 кольца, диаметр внешнего кольца от 200 до 1900 км), имеющих тектономагматическое происхождение.

Об активном вулканизме на Марсе свидетельствуют, во-первых, щитовидные вулканы, магматическое происхождение которых признается всеми исследователями. Это более грандиозные, чем крупнейшие вулканы Земли, вулканические постройки Никс Олимпика (диаметр у основания 500 км, диаметр кальдеры 65 км, высота над поверхностью 24 км) и гора Арси (диаметр кальдеры

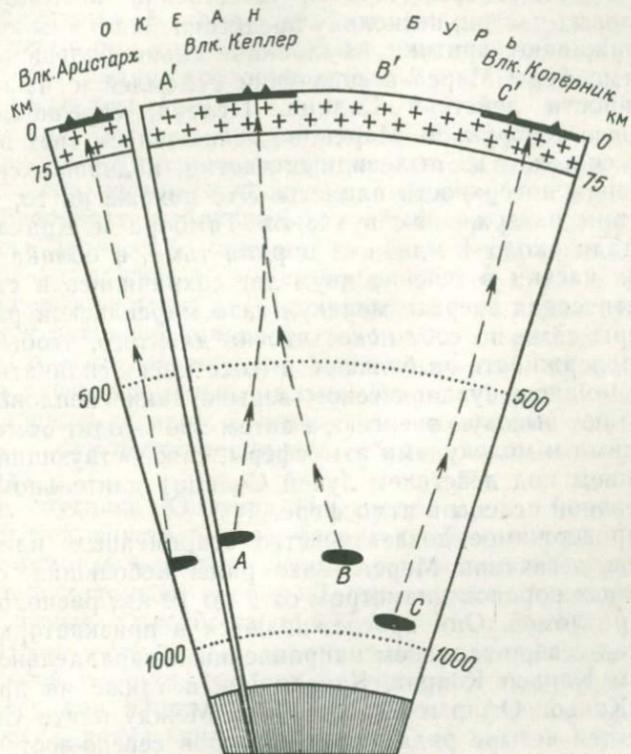


Рис. 40. Строение Луны в районе Океана Бурь.

Вверху указаны размеры вулканов Аристарх, Кеплер, Коперник (диаметр основания возвышенности и диаметр кратера) и эпицентры очагов (A, B, C) многократно повторявшихся лунотрясений на глубине 814—964 км под этими вулканами или вблизи них. Пунктиром показана предполагаемая схема дегазации. Крестики — кора толщиной 70—75 км, штриховка — зона затухания поперечных сейсмических волн в центральных частях Луны

100 км, высота 27 км) и еще 9 менее крупных возвышенностей и куполов в области нагорья Фарсида, 6 вулканических гор на плато Элизий (высотой до 14 км, диаметр кальдер до 10 км), 3 крупных вулканических купола в северной полярной области и несколько вулканических областей с мелкими куполами, шлаковыми конусами и пр. В областях, где сосредоточены вулканы, почти не встречаются кратеры ударного происхождения, а лавовые потоки на склонах гор хорошо сохранились. Это позволяет предположить, что вулканы действовали еще сравнительно недавно.

Д. Мак Лофлин считает, что несколько отмеченных за последние 20 лет изменений цвета и отражательной способности на поверхности Марса объясняются выпадением пепла при современных взрывных вулканических извержениях. С. К. Всехсвятский писал, что известны наблюдения вспышек на Марсе. Неоднократно наблюдавшиеся желтые облака на диске планеты и общее помутнение атмосферы (1956 г.) естественно связывать с выбросом пепловых частиц, поскольку представления о «пылевых бурях» не выдерживают критики из-за значительно большей разряженности атмосферы Марса в сравнении с Землей и из-за меньшей интенсивности действия Солнца. Пелена, скрывшая в начале 70-х гг. всю поверхность Марса, за исключением трех высочайших вершин, состояла из пылевидных частиц, поднявшихся на 20 км над уровнем поверхности планеты. Это похоже на то, что наблюдалось при извержениях вулканов Тамбора и Кракатау, когда на площади около 1 млн. км² царила тьма, а облака тончайших пепловых частиц в течение двух лет сохранялись в стратосфере.

Кинетическая энергия молекул газа марсианской разреженной атмосферы сама по себе недостаточна для того, чтобы поднять и долго поддерживать на большой высоте массу силикатных частиц. Но при мощном вулканическом взрыве такие пепловые частицы приобретают высокую энергию, а затем происходит обмен энергией между ними и молекулами атмосферы, способствующий (наряду с нагреванием под действием лучей Солнца) длительному сохранению облачной пелены в атмосфере.

Неопровергнутое доказательство современных или недавних процессов дегазации Марса — это ряды небольших, свежих чашеобразных воронок диаметром от 2 до 10 км, расположенных на линиях разломов. Они прослеживаются в приэкваториальной зоне в запад-северо-западном направлении и параллельно рифтовым впадинам Каньон Копрат, Каньон Ио, а также на продолжении рифтов Каньон Офир и Каньон Гебы. Между плато Синай и Сирания имеется четыре ряда таких кратеров северо-восточного и северо-западного простирания. В каждой из этих цепочек видны десятки воронок, похожих на трубы взрыва; подъем глубинных газов не сопровождался здесь излиянием лавы.

Как указывали К. П. Флоренский и Г. А. Бурба, на Марсе можно видеть образования типа трещинных, щитовых и центральных вулканов с излияниями, не превышающими средний уровень поверхности. Это говорит об относительной газонасыщенности лавы, которая может, вероятно, проявится даже в выбросах пеплообразного материала, например в случае предполагаемого вулканического выброса из кратера Гари. Этот кратер располагается на вершине вулканического купола, в свою очередь находящегося внутри крупного, хорошо изученного цирка Бабакин.

В истории Марса А. М. Никишин и Е. Е. Милановский различают этапы, аналогичные указанным выше для Луны. Первичная кора в период значительного разогрева планеты, когда была возможна конвекция в ее недрах, связанная с гравитационной диффе-

ренциацией, подверглась растяжению в некоторых областях. Так образовались депрессии океанических лавовых равнин. Мантия и кора характеризуются до настоящего времени значительной латеральной неоднородностью, толщина коры варьирует от 15 до 60—100 км.

Изучение поверхности Меркурия показало, что здесь «несомненно также наличие кольцевых структур тектономагматического происхождения». Впадина Калорис (Море Жары) диаметром 1300 км и некоторые другие депрессии, залитые базальтами, представляют собой аналог круговых морей Луны. Имеются и довольно крупные вулканы.

На всех трех телах — Луне, Марсе и Меркурии, — а также на Венере — видна асимметрия, проявляющаяся в распределении «материковых», сильно кратерированных областей с более высоким уровнем поверхности и большей толщиной коры, с одной стороны, и «морских» депрессий, имеющих более тонкую кору и залитых базальтами — с другой. С нашей точки зрения, связь между обилием кольцевых структур (кратеризацией) и характеристиками глубинного строения обусловлена тем, что кратеризация отражает не частоту падения метеоритов, а интенсивность процессов магматизма и дифференциации мантии. Они приводят к увеличению толщины коры и связаны с процессами дегазации, которые продолжаются и без поступления лав, образуя кольцевые депрессии при взрывах.

Снимки спутника Юпитера Ио, сделанные с «Вояджера-1» в марте 1979 г. и, спустя четыре месяца, с «Вояджера-2», показали нам, на что могла походить Луна в геологическом прошлом. Ио является почти точной копией Луны по своим размерам ($D = 1,048 D$ Луны) и плотности (1,057 плотности Луны). В отличие от Луны Ио не подверглась значительному охлаждению на протяжении своей истории, так как благодаря близости такой крупной планеты, как Юпитер, она испытывала большие приливные деформации. Энергия этих деформаций переходит в теплоту. Поражают грандиозные масштабы магматизма и дегазации, которая имеет здесь взрывной характер. Выбросы в значительной части состояли из сернистых газов (H_2S , SO_2). Восемь вулканов выбрасывали пепел на высоту от 100 до 320 км со скоростью, достаточной для того, чтобы этот материал был отброшен на расстояние, равное почти 1/4 окружности Ио. Такую кинетическую энергию могли сообщить вулканическим выбросам только глубинные газы. Это показывает нам возможный механизм образования светлых лучей на Луне, расходящихся от вулканических вершин Тихо и Коперника.

Извержения, сопровождавшиеся излиянием раскаленной лавы, продолжались и через 4 месяца. В результате, например, вулкан Прометей, имеющий у основания около 200 км в поперечнике, успел изменить свою форму — его сердцевидный контур стал кольцеобразным. Кальдеры на поверхности Ио очень многочисленны, расстояния между ними обычно не больше 300 км; их размеры

достигают 35—100 км. Кальдеры диаметром более 20 км встречаются в среднем в количестве более 5 на 1 млн. км², т. е. их более 200 по всей поверхности Ио. Г. Мазурский для сравнения указывает, что на Земле на территории суши, в 3,5 раза превышающей поверхность Ио, имеется только 15 кальдер диаметром более 20 км (т. е. относительное их количество меньше, чем на Ио, примерно в 50 раз). Более 5 % поверхности Ио принадлежит кальдерам потухших или активных вулканов. Отмечены кольцевые структуры диаметром в 200 км. В целом аналогия между несомненно вулканическим рельефом Ио и рельефом сильно кратерированных областей Луны напрашивается сама собой.

Для доказательства космогенности кольцевых структур на планетах земной группы обычно ссылаются на наличие кратеров на малых спутниках и ледяных телах, где любая эндогенная активность считается исключенной. В этой связи отметим, что на основании термодинамических расчетов и т. д. Д. Стивенсон в 1982 г. показал возможность эндогенной вулканической активности на таких телах. Роль магмы играет в этом случае аммиачно-водный расплав. Некоторые спутники с пониженной плотностью имеют силикатные ядра, где может выплавляться магма обычного типа или пневматолитовая смесь.

Из приведенных данных, таким образом, следует, что интенсивные проявления взрывного газового вулканизма, приводящие к формированию разнообразных кольцевых структур, характерны не только для Земли, но и для других тел Солнечной системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На поверхности Земли известны многочисленные кольцевые структуры, породы и минералы которых очень своеобразны и дают нам ключ к пониманию нового типа геологических процессов. С одной стороны, это процессы космогеологические, поскольку не вызывает сомнения, что определенная часть рассматриваемых кольцевых структур представляет собой метеоритные кратеры. С другой стороны — это специфический вулканизм, связанный с природными химическими газовыми взрывами. Образующиеся в обоих случаях кольцевые структуры, а также слагающие их породы и минералы обладают очень большим сходством, давая яркий пример конвергентности геологических признаков.

На повестку дня, таким образом, встает проблема полигениости на первый взгляд однотипных объектов. Как же отличать эндогенные структуры от космогенных? Безусловно, выявление закономерностей пространственно-временной локализации структуры и длительного характера ее развития является убедительным аргументом в пользу ее эндогенного происхождения. Поэтому необходима тщательная ревизия материалов с указанных позиций по каждому предполагаемому метеоритному кратеру. К сожалению, ясно, что одни и те же взаимоотношения могут в рамках

различных гипотез трактоваться по-разному. Необходим поиск новых, более строгих критериев. Пока же наиболее вескими доказательствами являются: со стороны импактной гипотезы — обнаружение бесспорного метеоритного вещества в значительных количествах; со стороны эндогенной гипотезы — обнаружение пород с признаками ударного метаморфизма заведомо эндогенного происхождения, за пределами спорных кольцевых структур.

Очевидно, что разработка строгих критериев различия станет возможной только в том случае, если эндогенная гипотеза по степени своей теоретической и экспериментальной обоснованности будет равноценной гипотезе импактогенеза. В этом направлении предстоит сделать еще очень многое. Прежде всего, необходимо проведение обширных экспериментальных исследований «неимпактных» механизмов образования признаков ударного метаморфизма — в условиях резкого перепада температур и давлений, «ударной декомпрессии», метастабильного распада при охлаждении перегретых фаз и т. д. Необходим также углубленный теоретический анализ механизмов химических газовых взрывов в конкретной геологической обстановке тех или иных структур, с изучением состава газовой фазы и ее взрывчатых свойств. По-видимому, весьма полезным окажется привлечение к работе в данном направлении специалистов в области горения и взрыва газовых смесей.

В разработке теории импактогенеза достигнуты значительные успехи. Нам представляется, однако, что выявление полигенности взрывных кольцевых структур и конвергентности признаков эндогенных и космогенных образований в ходе дальнейшего изучения этих интереснейших объектов приведет к еще более неожиданным и важным результатам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берман Б. И. Криптовулканическая мобилизация и ее роль в создании рудоносных комплексов. — Сов. геология, 1973, № 4, с. 24—36.
2. Блинов А. А., Швидак А. А. Некоторые особенности геолого-структурного строения севера Полярного Урала и юго-востока Пай-Хоя по данным крупномасштабной аэромагнитной съемки. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1971, с. 372—374.
3. Вальтер А. А., Рябенко В. А. Взрывные кратеры Украинского щита. Киев, Наукова Думка, 1977. 156 с.
4. Волынец О. Н. О возникновении кислых расплавов в результате пирометаморфизма. — В кн.: Кислый вулканализм. Новосибирск, 1973, с. 151—178.
5. Геология астроблем. Под ред. В. Л. Масайтиса. Л., Недра, 1980. 231 с.
6. Гинтов О. Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. Киев, Наукова Думка, 1978, с. 164.
7. Гинтов О. Б., Шевченко Т. П., Голуб В. М. Об эндогенной природе Ильинской структуры. — Геол. журнал, 1975, 35, № 1, с. 54—62.
8. Импакты. Под ред. А. А. Маракушева. М., изд-во МГУ, 1981, с. 240.
9. Ковалев Г. Н., Слезин Ю. Б. Структура базальтовых шлаков и состав железистых минералов (южный прорыв Толбачинского извержения). — Вулканология и сейсмология, 1979, № 4, с. 22—33.
10. Кропоткин П. Н. Гравиметрия и рельеф Луны (в сопоставлении с Землей). — Геотектоника, 1971, № 1, с. 3—12.
11. Малеев Е. Ф. Вулканиты. М., Недра, 1980. 240 с.
12. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Попигайский метеоритный кратер. М., Наука, 1976. 124 с.
13. Масуренков Ю. П., Горицкий Ю. А. Разогрев и плавление среды вокруг вулканического канала. — Бюл. вулканол. станций, 1978, № 55, с. 70—78.
14. Межвилк А. А. Попигайское вулкано-тектоническое сооружение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 6, с. 19—24.
15. Метеоритные структуры на поверхности планет. Сб. статей. М., Наука, 1979. 240 с.
16. Моралев В. М., Глуховский М. З. Кольцевые структуры докембрийских щитов по данным дешифрирования космических снимков. — Исслед. Земли из космоса, 1981, № 3, с. 8—22.
17. Новое в строении Усть-Карской депрессии на Пай-Хое/Б. С. Енокян, Н. С. Зенченко, В. П. Водолазский и др. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1970, с. 238—242.
18. Основные черты тектоники Украины (объяснительная записка к «Тектонической карте УССР, м-б 1 : 1 000 000»)/В. Г. Бондарчук, Ю. М. Довгань, О. И. Слензак и др. Киев, Наукова думка, 1978. 162 с.
19. Поляков М. М., Трухалев А. И. Попигайская вулканотектоническая структура. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4, с. 85—94.
20. Радживилл А. Я. Болтышская вулканоструктура (к проблеме фанерозойского вулканализма Украинского щита). — Тектоника и стратиграфия, 1976, № 11, с. 3—8.
21. Самородное минералообразование в магматическом процессе. Тезисы докл. ЯФ СО АН СССР, 1981. 208 с.
22. Смолин П. П. К петрогенетической типизации интрузивных пирокластов. — Жизнь Земли, 1970, № 6, с. 49—65.
23. Трухалев А. И., Соловьев И. А. Проявления мезозойско-кайнозойского вулканализма на северо-восточном склоне Анабарского массива. — Геология и геофизика, 1981, № 5, с. 54—60.

24. Фазовые превращения углерода при быстром охлаждении нагретого графита/Д. В. Федосеев, И. Г. Варшавская, А. В. Лаврентьев и др.—Журнал физической химии, 1982, т. 56, вып. 6, с. 1517—1519.
25. Фазовый состав мелкодисперсного внеземного вещества из района Тунгусской катастрофы/К. П. Флоренский, А. В. Иванов, О. А. Кирова и др.—Геохимия, 1968, № 10, с. 1174—1182.
26. Фесенков В. Г. Об условиях падения на Землю комет и метеоритов.—Труды ин-та геологии АН ЭССР, 1963, вып. 11, с. 5—8.
27. Чижова 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, с. 36—58.
28. Шеймович В. С. Ксенолиты в игнимбритах (к проблеме игнимбритообразующих расплавов).—Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 6, с. 1386—1388.
29. Юрк Ю. Ю., Ерьоменко Г. К., Полканов Ю. А. Нові дані про генезис Бовтиської Западини.—Докл. АН УРСР. Сер. Б., 1974, № 3, с. 244—248.
30. *Astroblemes*—cryptoexplosion structures.—Benchmark papers in geology, N 50. Ed. G. J. H. Mc Call. Dowden, Hutchison and Ross Inc., Stroudsburg. Pennsylvania, 1979, 437 р.
31. Baeta R. D., Ashbee K. H. C. Plastic deformation and fracture of quartz at atmospheric pressure.—Phil. Magazine, 1967, vol. 15, N 137, p. 931—938.
32. Bucher W. H. Cryptoexplosion structures caused from without or from within the Earth? („Astroblemes“ or „Geoblemes“?).—Amer. J. Sci., 1963, vol. 261, N 7, p. 597—649.
33. Crook K. A., Cook P. J. Gosses Bluff—diapir, cryptovolcanic structure, or astrobleme?—J. Geolog. Soc. Australia, 1966, vol. 13, N 2, p. 495—516.
34. Currie K. L. Geology and petrology of the Manicouagan resurgent caldera.—Quebec. GSC Bulletin, 1972, N 198, 153 р.
35. Dence M. R., Douglas J. A. V., Plant A. G., Traill R. J. Petrology, mineralogy and deformation of Apollo II samples.—Proc. Apollo 11 Sci. Conf., 1970, vol. 1, p. 315—340.
36. Dietz R. S., Fudali R., Cassidy W. A. Richat and Semisivat domes (Mauritania): not astroblemes.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, vol. 80, N 7, p. 1367—1372.
37. El Goresy A. The opaque minerals in impactite glass. Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, Mono Press, 1968, p. 531—554.
38. Friel J. J., Harker R. I., Ulmer G. C. Armalcolite stability as a function of pressure and oxygen fugacity.—Geochem. Cosm. Acta, 1977, vol. 41, N 3, p. 403—410.
39. Geological Problems in Lunar Research. Annals of the New York Acad. of Sciences, vol. 123, Art. 2, 1965, p. 367—1257.
40. Green H. W. Metastable growth of coesite in highly strained quartz.—J. Geoph. Res., 1972, vol. 77, N 14, p. 2478—2482.
41. Greenwood W. R. Deformatoun lamelle parallel to (1013) and (001) in quartz of the Coeur d'Albene district. Idaho. Science, 1967, vol. 158, N 3805, p. 1180.
42. Grey I. E., Reid A. F., Jones D. G. Reaction sequences in the reduction of ilmenite: 4—interpretation in terms of the Fe—Ti—O and Fe—Mn—O phase diagrams. Trans. Inst. Min. Metal, vol. 84, 1974, p. 105—110.
43. Goat Paddock cryptoexplosion crater, Western Australia. Harms J. E., Milton D. J., Ferguson J., et al.—Nature (London), 1980, vol. 286, N 5774, p. 704—706.
44. Heard N. L., Carter N. L. Experimentally induced „natural“ intragranular flow in quartz and quartzite.—Amer. J. Sci., 1968, vol. 266, N 1, p. 89—92.
45. Nicolaysen L. O. North American cryptoexplosion structures interpreted as diapirs with obtain relief from strong natural confinement. Geol. Soc. America Memoir, N 132, 1972, p. 605—620.
46. Reynolds D. L. Calderas and ring complexes. Ned. Geol.-Nijnbk., Genootschap, Geol., serie Deel 16, 1956, p. 355—380.

47. Sage R. P. Diatremes and shock features in Precambrian rocks of the Slate Islands, northeastern Lake Superior.—Geology, 1978, vol. 6, N 10, p. 614—626.
48. Schreyer W., Medenbach O. CO₂—rich fluid inclusions along planar elements of quartz in basement rocks of the Vredefort Dome, South Africa.—Contrib. Miner. and Petrol., 1981, vol. 77, N 2, p. 93—100.
49. Stevenson J. S., Stevenson L. S. Sudbury, Ontario, and the Meteorite Theory.—Geoscience Canada, 1980, vol. 7, N 3, p. 103—108.
50. Wechsler B. A., Prewitt C. T., Papike J. J. Chemistry and structure of lunar and synthetic armalcolite.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 29, N 1, p. 91—103.

О ГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. В. И. Ваганов	3
Астроблемы или взрывные вулканы особого типа? П. Ф. Иванкин, В. И. Ваганов, П. Н. Кропоткин	5
Попигайская кольцевая структура. В. И. Ваганов, А. И. Трухалев	15
Тектоническая позиция	16
Внутренняя структура	17
Вещественный состав пород	23
Геологическое строение	35
Об условиях образования пород попигайского комплекса	41
Проявления взрывного вулканизма на северо-востоке Сибирской платформы	43
Карская кольцевая структура. В. И. Ваганов, А. И. Трухалев, Е. А. Булгаков	52
Тектоническая позиция Карской структуры	52
Характер ограничений и внутренняя структура депрессии	54
Геолого-петрографическая характеристика	56
О генезисе брекчий Карской структуры	74
Усть-Карская структура	75
Прочие кольцевые структуры Пай-Хоя	76
Взрывные кольцевые структуры Украины. Н. П. Семененко, С. Н. Цымбал, В. И. Татаринцев	78
Локализация взрывных кольцевых структур	78
Геологическое строение и вещественный состав пород взрывных структур	81
Ильинецкая структура	81
Западная структура	87
Болтышская структура	94
Рудные минералы взрывных структур. В. И. Татаринцев, С. Н. Цымбал	97
Магнитные пластинки	101
Магнитные сферулы	103
Шлаковидные частицы	109
Стеклянные сферулы	129
Выводы	132
Происхождение взрывных кольцевых структур. В. И. Ваганов, А. И. Трухалев, П. Ф. Иванкин, П. Н. Кропоткин, М. З. Глуховский, С. Н. Цымбал, В. И. Татаринцев	134
Проблема ударного метаморфизма	134
Некоторые закономерности пространственно-временной локализации взрывных кольцевых структур	148
Возможность природных газовых (химических) взрывов	165

Петрогенезис взрывных кольцевых структур	168
Достоверность критериев выделения астроблем	168
Модель формирования взрывных кольцевых структур	172
Геолого-петрографическая классификация криптовулканитов	179
Кольцевые структуры Луны, Марса и других планет. П. Н. Кропоткин	185
Заключение. В. И. Ваганов	194
Список литературы	196

*Валерий Иванович Ваганов, Петр Филиппович Иванкин,
Петр Николаевич Кропоткин и др.*

ВЗРЫВНЫЕ КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ЩИТОВ И ПЛАТФОРМ

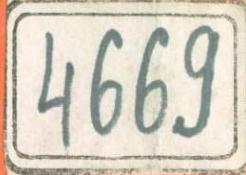
Редактор издательства Е. К. Семилеткова
Переплет художника О. Н. Точеной
Художественный редактор Г. Н. Юрчевская
Технические редакторы А. В. Трофимов, Л. Г. Лаврентьев
Корректор С. В. Зимина

ИБ 5474

Сдано в набор 23.07.84. Подписано в печать 09.01.85. Т-04503. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 12,5.
Усл. кр.-отт. 12,75. Уч.-изд. л. 14,74. Тираж 1700 экз. Заказ 1128/9400—1. Цена 2 р. 30 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

2 р 30к.



103
7

НЕДРА